

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE UN HUMEDAL
HIPOGÉNICO DE ORIGEN KÁRSTICO EN LAS SIERRAS MARGINALES
PIRENAICAS

LAS LAGUNAS DE ESTAÑA (HUESCA)

TESIS DOCTORAL DE:
CRISTINA PÉREZ BIELSA

BAJO LA DIRECCIÓN DE:
LUIS JAVIER LAMBÁN JIMÉNEZ
PEDRO MARTÍNEZ SANTOS

Madrid, 2013

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
UNIDAD DE ZARAGOZA

-

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



**FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE
UN HUMEDAL HIPOGÉNICO DE ORIGEN
KÁRSTICO EN LAS SIERRAS MARGINALES
PIRENAICAS: LAS LAGUNAS DE ESTAÑA
(HUESCA)**

CRISTINA PÉREZ BIELSA

TESIS DOCTORAL

MADRID

MAYO, 2013

Tesis dirigida por:

Dr. Luis Javier Lambán Jiménez (IGME)

Dr. Pedro Martínez Santos (UCM)

Revisada la presente memoria, estimamos que corresponde fielmente a los resultados obtenidos y quedamos conformes con su presentación en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, para ser juzgada por el tribunal que sea asignado.

Y para que conste y surjan los efectos oportunos en cumplimiento de las disposiciones vigentes, extendemos este certificado:



Dr. Luis Javier Lambán Jiménez
Investigador Titular del Instituto Geológico
y Minero de España (IGME)

Director

Dr. Pedro Martínez Santos
Profesor Titular del Departamento de
Geodinámica de la Universidad
Complutense de Madrid

Co-director

*A Antonio por creer en mí
y apoyarme siempre.*

“El que no sabe de nada no duda de nada”
George Herbert.

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a Luis Javier Lambán Jiménez el haberme dado la oportunidad de formarme como investigadora en el campo de la hidrogeología. Ha sido guía de esta tesis que es el resultado de un intenso trabajo a lo largo de todos estos años, durante los cuales hemos encontrado múltiples dificultades que hemos conseguido superar. En este contexto, aprovecho para agradecer al Instituto Geológico y Minero de España haber financiado mi formación, así como este trabajo, a través del proyecto *“Funcionamiento hidrológico de humedales relacionados con las aguas subterráneas en la cuenca del Ebro”* (2007-2010).

En segundo lugar, quiero agradecer a Pedro Martínez Santos el haber aceptado la codirección de esta tesis. Pese a llegarle en un momento complicado, ha aportado su visión crítica y constructiva ayudando a mejorarla.

Me gustaría resaltar que este trabajo es fruto de la colaboración de numerosas personas e instituciones, ya sea desde un punto científico o personal, que han ayudado a enriquecer en diferentes aspectos tanto el trabajo como a mi misma. Como siempre se dice (y es verdad) espero no olvidarme de nadie...y si lo hago, habrá sido por despiste, pero os tengo a todos muy en cuenta.

Comienzo por los compañeros con los que he compartido tantos años en la Oficina del IGME en Zaragoza desde que llegue allá por el año 2005 con una beca para trabajar en Alicante. A todos ellos muchas gracias por los buenos momentos, las risas y las broncas porque suelo hablar muy alto (lo sé). A Lupe Piñón por recibirme con los brazos abiertos cuando solo éramos dos las “chicas IGME” de Zaragoza, por su incansable apoyo logístico y por la creación de la portada de esta tesis. Me gustaría resaltar la implicación que Antonio Azcón ha tenido siempre en todos los trabajos que he realizado, en su afán por enseñar y por inventar los métodos y cachivaches más extravagantes que uno se pueda imaginar, pero que siempre acaban por funcionar. A Javier Ramajo por ayudarme en esas largas jornadas de verano cartografiando el entorno de las lagunas, durante las cuales nos enfrentamos a la culebra verde “fosforita” más grande del mundo o a la plaga de escarabajos de culo gordo. No me olvido de Emilio Pueyo (y su teoría de las patatas bravas con mayonesa) y Ruth Soto, que me ayudaron a entender la complicada estructura geológica de la zona. También a Antonio Barnolas, por facilitarme la base cartográfica sobre la que comenzar a

trabajar además de su gran conocimiento del Pirineo. Aunque no esté en Zaragoza ya se ha convertido en uno más de nosotros.

También agradezco al Laboratorio de Aguas del IGME, a Pilar de la Fuente, María Dolores Escalonilla, Alfredo Gómez y Amalia de Vergara, la realización de los análisis químicos, que en algunos casos han sido complicados. También ha sido importante la labor llevada a cabo por el Laboratorio de Técnicas Isotópicas CETA-CEDEX en la realización de los análisis isotópicos, gracias a Elena Pérez Zabaleta, Javier Rodríguez Arevalo y en especial a Mari Fé Díaz Teijeiro que siempre ha sido encantadora conmigo y me ha animado a seguir.

Agradezco al grupo de geofísica del IGME en Madrid los trabajos realizados en Estaña, en concreto al responsable del equipo Juan Luís Plata, así como a Félix Rubio, Pedro Ibarra, José María Llorente y Agustín González. De la misma forma agradezco su participación desinteresada en el duro trabajo de la extensión de antenas a los estañeros de moda (Manuel, Leticia y Mario) y a Raúl, Jesús, Carlota, Tania, Victoria, Francesca, Javier L., Margarita, Teresa, María José, Inés, Antonio y Javier R.

La realización tanto de los trabajos de geofísica como de la perforación de los sondeos ha sido posible gracias a Ramón Boix, Juan Soliva, Blas Torres, Pilar Colomina y la familia Abillá que nos cedieron amablemente sus campos. Agradezco también las facilidades que mostraron agricultores y ganaderos de la zona para tomar medidas de nivel en sus pozos. A Manuel Plou por dejarme instalar un tomamuestras de agua de lluvia en su casa y recoger las muestras periódicamente. A los forestales de Benabarre por las numerosas tareas que les he encomendado y que han aceptado, en especial a Juan Manuel, David y Tomás. A José Guillén (Pepito) de Camporrells por ayudarme siempre que lo he necesitado y a quien era alguacil de Estopiñán, Javier, por recibirme tan amablemente en los complicados inicios. Todos ellos compartieron conmigo su conocimiento del entorno, así como los ratos que hemos echado charrando. Aún recuerdo la primera vez que aparecí por allí con mis aparatejos y me preguntaron que si estaba buscando petróleo. Tampoco puedo evitar acordarme de una anécdota muy entrañable de un autóctono que me contó: “la Laguna Pequeña no tiene fondo y si te caes dentro apareces en Salou...”. Así que mientras todos pensaban que estaba en Estaña trabajando, nada más lejano, estaba en la playa con la sombrilla y la toalla. Gracias por estos momentos.

No puedo dejar fuera de esta lista de agradecimientos a Pili, Miguel, Carmen y Antonio del Hostal Mars, en Benabarre, donde tantas noches he pasado y que siempre me han hecho sentir tan a gusto.

A todos los que han colaborado de una u otra forma, muchas gracias. A José Antonio Cuchí le debo la primera toma de contacto con las Lagunas de Estaña. Al profesor Andrés Pocoví de la Universidad de Zaragoza le agradezco su colaboración desinteresada, cuyo profundo conocimiento de la geología de las Sierras Marginales me ha sido de gran ayuda. También a Antonio Casas por mostrarme las anomalías magnéticas que pueden provocar las ofitas si se miran con otros ojos. A la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) por darnos permiso para la perforación de los sondeos, a Teresa Carceller por facilitarme el acceso a las bases de datos, a Miguel García Vera por guiarme por el maravilloso mundo de los balances hídricos y a Javier San Román, que además de animarme en la recta final de la tesis incitándome a levantarme por las mañanas, mirarme al espejo y gritar “Soy la que más sabe de Estaña”, es el artífice de la bonita foto de la portada de esta tesis y que gustosamente me ha cedido. Del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE) a Blas Valero y especialmente a Mario Morellón, con quien he pasado largas horas en una barca muestreando bajo la lluvia y el frío, nos hemos bañado accidentalmente en la laguna y nos hemos hundido, literalmente, en el barro. De Aula Dei (CSIC) a Ana Navas y Manuel López Vicente, por facilitarnos los datos de los parámetros del suelo y los mapas sobre los que trabajar. A Raúl Velasco del Departamento de Agricultura, Ganadería y Medio Ambiente del Gobierno de Aragón, por tenernos en cuenta y contar con nosotros en la Red Natural de Aragón. Al INAGA por facilitarnos los permisos para instalar la estación meteorológica y la perforación de los sondeos. A la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) por su colaboración facilitando los datos meteorológicos. Tampoco me olvido de Cristobal Molina, que me ayudó a hacerme con el control de las “máquinas” y que no fuesen ellas las que se hiciesen con el poder.

En mi paso por la Universidad de Waterloo (Canadá) tuve la suerte de conocer a gente maravillosa que me trató genial y con quienes tuve una gran experiencia vital que me han dejado una marquita para siempre. En especial, agradezco al Dr. Ramón Aravena y al Department of Earth and Environmental Sciences, por darme la oportunidad de disfrutar esa estancia y por acogerme como si estuviese en casa.

Tania, Victoria, Carlota y Francesca...viva el surrealismo buñuelista!!! Gracias por los grandes momentos de locura transitoria que hemos pasado y pasaremos juntas y que me han ayudado a tirar para adelante. Esos pequeños momentos de alegría y felicidad con amigas es lo que queda. ¡Os debo mucho!

Gracias a mis amigos Leticia, Javi C., Elisa, Javi M., Elena, Toni, Arturo, Cristina, Raúl, Alberto, Lara, Héctor, Paula, Sergio, Dani, Raúl, Paloma, Fabi, Irene, Adriana, Almudena, Dámaris, Oscar, Esther y Dani, por el apoyo moral y por estar pendientes de mí, aunque a veces hayan tenido ganas de tirarme al Ebro. Gracias a los amigos que he tenido la suerte de conocer en este camino por ser como son, Neelmoy Biswas y Juanjo Rodés.

Muy especialmente me agradezco a mi misma el no haberme vuelto loca de remate en este tiempo (aunque me ha faltado poco). Recuerdo la cantidad de veces que me he encontrado sola con mis pensamientos por el monte mientras cantaba en voz alta para ahuyentar a los jabalíes...¿será eso indicativo de que estaba perdiendo la cabeza?

Gracias por el cariño y el apoyo de mi familia, aunque no siempre nos entendamos. A mi madre María Pilar por escucharme, a mi padre José Martín que fue el primero en llevarme al monte y enseñarme a disfrutarlo, a mi hermana Virginia por compartir tantas cosas juntas, a Fernando por poner paz entre nosotras y a mi “supersobri” Ada que siempre consigue sacarme una sonrisa. A mis yayos Pilar, Paulino, José Luís y a Pilar, que no ha podido disfrutar este momento conmigo. A mis tíos todos, en especial a Marian que siempre me ha “malcriado” y también a Tere, Antonio, Laura, Raúl, Edurne e Iván.

Me faltan las palabras para expresar mi agradecimiento a Antonio Lucientes, la persona más importante de mi vida, por su fuente inagotable de apoyo y amor. Por estar a mi lado día tras día haciéndome feliz. Sé que no siempre ha sido fácil porque puedo llegar a ser un poco insoportable. Por todo esto y mucho más, gracias, una y todas las veces. Te quiero.

Y pese a un duro periodo en el que los astros se alinearon permanentemente en mi contra y casi desistí, lo he conseguido, he podido con mi reto personal...y eso no me lo quita nadie.



SUMARIO

Resumen	i
Abstract	iii
Índice	vii
Índice de figuras	ix
Índice de tablas	xvii

Resumen

En la presente tesis se ha llevado a cabo el estudio del funcionamiento hidrogeológico de un humedal hipogénico de origen kárstico, como es el caso de las Lagunas de Estaña, con objeto de profundizar en el conocimiento de este tipo de humedales en los que es fundamental conocer los procesos que tienen lugar en la interacción entre el agua superficial y subterránea. Las Lagunas de Estaña se sitúan en las Sierras Marginales Pirenaicas (NE de España) y constituyen un humedal formado por dos lagunas naturales localizadas sobre materiales evaporíticos, arcillosos y carbonatados del Triásico. Se incluyen en la Red Natura 2000 como “Lugar de Importancia Comunitaria (LIC)” y a pesar de este reconocimiento, su funcionamiento y límites hidrogeológicos no han sido estudiados hasta el momento. Por ello, el objetivo principal de esta tesis ha sido el de establecer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña, para mejorar el conocimiento del sistema así como identificar y caracterizar el acuífero próximo a las mismas.

Se ha elaborado una cartografía geológica de detalle y se ha obtenido información a partir de la construcción e instalación de seis piezómetros de investigación en el entorno de las lagunas, lo que ha permitido realizar un estudio piezométrico, conocer la geología del subsuelo y tener acceso directo a las aguas subterráneas. Por otro lado, se han aplicado técnicas geofísicas (Resonancia Magnética Nuclear (MRS), Tomografía Eléctrica (ERT) y testificación geofísica de sondeos), que han ayudado a identificar los materiales del subsuelo, así como a caracterizar los acuíferos potenciales y la relación hidráulica entre estos y las lagunas. Todo ello se ha complementado con una caracterización hidrogeoquímica e isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H) de la precipitación, aguas subterráneas y lagunas, diferenciando los principales tipos de agua subterránea (bicarbonatadas cálcico-magnésicas a sulfatadas cálcicas) y deduciendo cualitativamente los procesos hidroquímicos dominantes (disolución de carbonatos, sulfatos y halita, dedolomitización y descomposición de materia orgánica)

Mediante la aplicación de un balance de agua en el suelo y un balance de cloruros en la cuenca vertiente subterránea a las lagunas (periodo 1988-2011) se ha estimado una recarga promedio en torno a los 115-157 mm/año, lo que supone entre el 18 y el 25% de la precipitación media anual. Además, se ha realizado un balance hídrico diario en ambas lagunas para el periodo comprendido entre el 8 de mayo de

2009 y el 9 de junio 2011 mediante la aplicación de tres métodos (balance volumétrico, balance de cloruros y balance isotópico) que ha puesto de manifiesto la existencia de una importante componente subterránea en ambas lagunas. En la Laguna Grande, estos balances indican un predominio de las entradas frente a las salidas subterráneas coincidiendo con los periodos de mayor precipitación. En la Laguna Pequeña no ha sido posible obtener un orden de magnitud de los caudales de entrada y salida subterráneos.

Como resultado de lo anteriormente comentado se obtiene que el acuífero en contacto con las Lagunas de Estaña corresponde principalmente a los carbonatos del Triásico Medio (facies Muschelkalk) caracterizado por una importante porosidad secundaria por fracturación y karstificación. Se trata de un acuífero local, aproximadamente coincidente con la cuenca superficial, y no presenta conexión con los acuíferos principales a nivel regional (carbonatos del Cretácico Superior y Eoceno de la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán). Con respecto a la geometría del acuífero, éste es somero cerca de las lagunas y aumenta en profundidad (no en potencia) a medida que nos alejamos de ellas, mostrando un flujo preferencial NO-SE con entrada de agua por el NO y una posible salida hacia el SE. Su elevada transmisividad (entre 400 y 1600 m²/día) unido al contenido en tritio pone de manifiesto tiempos de tránsito relativamente cortos con una respuesta rápida frente a las precipitaciones. Las arcillas y yesos correspondientes al Triásico Medio y Superior constituyen un acuitardo condicionando los procesos y características hidrogeoquímicas existentes tanto en el acuífero como en las lagunas.

Respecto al funcionamiento del propio humedal, parece responder a un sistema tipo “Flow Through Wetland”, con entradas y salidas subterráneas laterales coincidiendo con el acuífero somero, como pone de manifiesto tanto el balance hídrico como el estudio piezométrico, hidroquímico e isotópico realizado. Se han estimado los flujos de entrada (~0,1 hm³/año) y salida (0,04 hm³/año) subterráneos a la Laguna Grande, poniéndose de manifiesto que la principal entrada de agua a esta laguna se produce por aporte subterráneo (52% del total), mientras que la salida de agua más importante corresponde a la evaporación (~ 60%). Además, las mayores entradas subterráneas corresponden con las épocas de mayor precipitación, en coherencia con los elevados tiempos de tránsito anteriormente comentados, lo que hace que se trate de un humedal muy sensible a posibles cambios climáticos y/o cambios en los usos del suelo, aspectos importantes a considerar para su conservación.

Abstract

In this thesis, a study of the hydrogeological functioning of a karstic hypogene wetland was carried out in order to understand this type of wetland, in which it is essential to know the processes taking place between surface water and groundwater. The area of study, Estaña Lakes, is located in the Pyrenean Marginal Sierras (in north-east Spain) and constitutes a wetland formed by two natural lakes located on bedrock formed of Triassic evaporites, lutites and carbonates. This wetland is included in the *Natura 2000* European Network of nature protection areas as a "Site of Community Importance", and despite this recognition, their hydrogeological dynamics has not been studied up to this time. Therefore, the main objective of this thesis was to establish a hydrogeological conceptual model of the Estaña Lakes, in order to improve the understanding of the system and to identify and characterize the aquifer nearby the lakes.

Due to the absence of existing wells or piezometers in the area, six boreholes were drilled and completed as piezometers in order to carry out a piezometric study to determine the subsurface geology as well as having access to the groundwater. A detailed geological map was also done. Geophysical techniques were also applied, including Magnetic Resonance Sounding (MRS), Electrical Resistivity Tomography (ERT) and geophysical testing. These techniques helped to identify subsurface materials, and characterize the aquifers and hydraulic links between them and the lakes. This was done in conjunction with a hydrogeochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and ^3H) characterization of precipitation, groundwater and surface water. The main groundwater types were characterized (calcium-magnesium bicarbonate waters to calcium sulfate waters) and the dominant hydrochemical processes, namely the dissolution of carbonates, sulfates, and halite, dedolomitization and decomposition of organic matter were also qualitatively deduced.

An average recharge value was estimated to be approximately 115-157 mm/year by applying a water balance in the soil and a chloride balance in the lakes groundwater catchment (period 1988-2011). This represents 18-25% of the average annual precipitation. In addition, a daily water balance was carried out in both lakes for the period between May 8, 2009 and June 9, 2011 through the implementation of three methods, namely volumetric balance, chloride balance, and isotopic balance, that has shown the existence of a significant groundwater component in both lakes. In the Big

Lake, the obtained value for groundwater inflows was about 0.1 hm^3 , while subsurface outflows were estimated to be approximately $0.04 \text{ hm}^3/\text{year}$, indicating a predominance of inflows compared to the subsurface outflows, coinciding with main periods of precipitation. It was not possible to obtain an order of magnitude of the underground inflows and outflows in the Small Lake.

The aforementioned research determined that the main aquifer in contact with Estaña Lakes corresponds to the Middle-Triassic carbonates (Muschelkalk facies) characterized by secondary porosity due to fracturing and karstification. It is a local aquifer, approximately coincident with the surface basin, and it presents a hydraulic disconnection with respect to the main regional aquifers (Upper Cretaceous carbonates and Eocene of Estopiñán Syncline hydrogeological unit). With respect to the geometry of the aquifer, it is shallow near the lakes and increases in depth (not thickness) with the distance from them, showing a preferential NW-SE flow with entry of water in the north-west area and a possible outflow towards the south-east. Its high transmissivity (between 400 and $1600 \text{ m}^2/\text{day}$) tied to the tritium content shows relatively short transit times with a rapid response to precipitation. Clays and gypsum of Middle and Upper Triassic constitute an aquitard moderating the existing hydrogeochemical processes in the aquifer as well as in the lakes.

The wetland seems to exemplify a "flow-through wetland" system with lateral groundwater inputs and outputs coinciding with the shallow aquifer water table level, as shown by the water balance as well as by the piezometric, hydrochemical and isotopic study. Groundwater inflows and outflows to the Big Lake were estimated to be approximately $0.1 \text{ hm}^3/\text{year}$ and $0.04 \text{ hm}^3/\text{year}$ respectively, thus confirming that the main source for water in the lake is subsurface contribution (52% of total), while the most significant output corresponds to evaporation (~60%). Also, the highest subsurface contributions correspond with periods of higher rainfall, consistent with the previously mentioned short transit times in the aquifer. This makes the wetland very sensitive to possible climate change and/or changes in land use, which are important aspects to consider for its conservation.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 CONTENIDO Y ORGANIZACIÓN	3
1.2 CONTEXTO DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
1.3 MOTIVACIÓN	14
1.4 OBJETIVOS.....	15
1.5 SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	16
1.6 ANTECEDENTES.....	20
1.7 METODOLOGÍA	22
1.7.1 MÉTODOS DE CAMPO	22
1.7.2 MÉTODOS DE LABORATORIO	25
1.7.3 MÉTODOS DE GABINETE	26

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	31
2.1.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA REGIONAL.....	35
2.1.2 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES.....	38
2.2 MARCO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL.....	41
2.2.1 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	44
2.2.2 UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS.....	52
2.2.3 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA Y PIEZOMETRÍA.....	56
2.2.4 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E ISÓTOPICA.....	65
2.2.5 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL	95

CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA, PIEZOMÉTRICA E HIDRODINÁMICA

3.1 GEOLOGÍA LOCAL	103
3.2 GEOFÍSICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGÍA.....	114
3.3 EVOLUCIÓN DE LA LÁMINA DE AGUA EN PIEZÓMETROS Y LAGUNAS.....	121
3.4 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS	130
3.5 DISCUSIÓN	140

CAPÍTULO 4: EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS

4.1 CLIMATOLOGÍA	146
4.1.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE ESTAÑA.....	147
4.1.2 VARIABLES CLIMÁTICAS	151
4.2 EVALUACIÓN DE LA RECARGA.....	170
4.2.1 BALANCE DE AGUA EN EL SUELO.....	170
4.2.2 BALANCE DE CLORUROS	187
4.3 BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS	191

4.3.1 BALANCE HÍDRICO	191
4.3.2 BALANCE HÍDRICO A PARTIR DEL BALANCE DE CLORUROS.....	212
4.3.3 BALANCE DE MASAS ISOTÓPICO.....	214
4.4 DISCUSIÓN	218

CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA

5.1 ANTECEDENTES.....	226
5.2 MATERIALES Y MÉTODOS.....	227
5.3 CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA.....	249
5.4 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA	271
5.5 DISCUSIÓN	275

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

6.1 CONCLUSIONES GENERALES	283
6.2 PROPUESTA DE LINEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN	289

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA.....	295
PUBLICACIONES DERIVADAS DE ESTA TESIS DOCTORAL.....	316

ANEJOS

ANEJOS	335
A.2. MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	
A.2.1 Inventario de puntos de agua	
A.2.2 Interpretación de ensayos de bombeo	
A.2.3 Parámetros de campo	
A.2.4 Análisis químicos de las aguas subterráneas y lagunas	
A.2.5 Análisis isotópicos de las aguas subterráneas y lagunas	
A.3 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA, PIEZOMÉTRICA E HIDRODINÁMICA	
A.3.1 Testificación geológica de los sondeos	
A.3.2 Testificación geofísica de los sondeos	
A.4. EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANDE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS	
A.4.1 Valores anuales de precipitación, recarga, etr y escorrentía superficial ontenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo	
A.4.2 Correlación entre los parámetros precipitación, recarga, etr y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo	

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1. Funciones y valores sociales de los humedales (modificado de USGS, 1993)	6
Figura 1.2. Funciones de los humedales dependiendo de la localización del humedal dentro de una cuenca (modificado de Kusler, 1983)	7
Figura 1.3. Situación geográfica de la zona de estudio	17
Figura 1.4. Laguna Pequeña o Estanque Pequeño de Arriba.....	19
Figura 1.5. Laguna Grande o Estanque Grande de Abajo.....	19

CAPÍTULO 2

Figura 2.1. Esquema geológico del Pirineo ístmico. El área de estudio se localiza en la Unidad Surpirenaica Central (USPC) al norte de la cuenca del Ebro (modificado de Pueyo et al. 1999)	32
Figura 2.2. Esquema estructural en las inmediaciones del área de estudio (modificado de Martínez, 1991; DGA-MOPU,2006)	34
Figura 2.3. Corte geológico del contacto entre las láminas de San Esteban de Litera y Sierras Marginales (Martínez,1991)	35
Figura 2.4. a) Mapa geológico regional del área de estudio. El cuadro rojo muestra el área de estudio local, donde se sitúan las Lagunas de Estaña. b) Columna estratigráfica simplificada donde se distinguen las diferentes unidades, 1. Calizas y dolomías, 2. Evaporitas y lutitas, 3. Doleritas (Ofitas) 4. Calizas y dolomías, 6. Areniscas y calizas con rudistas, 7. Calizas micríticas con carofitas, 8. Areniscas y arcillas (Fc. Garum), 9. Calizas y margas (Fc. Garum), 10. Lutitas, areniscas, calizas (Fc. Garum), 11. Calizas con microcodium (Fc. Garum), 12. Calizas con alveolinas, 13-14. Areniscas y calizas bioclasticas, 15. Lutitas areniscosas, 16. Lutitas, areniscas, calizas, 18. Conglomerados poligenicos, 19. Areniscas y arcilla, 22. Conglomerados, areniscas, arcilla y brechas carbonatadas, 32-33-35-36. Grava aluvial y arcilla (rellenos de dolina)	36
Figura 2.5. Mapa geológico donde se indican las secciones transversales a lo largo de las cuales se localizan los datos de buzamiento para determinar la forma del sinclinal de Estopiñán.....	37
Figura 2.6. Determinación de la inmersión del eje del sinclinal de Estopiñán; a) Sección N: Eje 6, 134. b) Sección S: Eje 5-10, 340. Proyección equiareal, hemisferio inferior, usando STERONET (Allmendinger,2006)	37
Figura 2.7. Situación de la masa de agua subterránea 09. 41 (Litera Alta) en la cuenca del Ebro (GIS- CHE)	42
Figura 2.8. Situación del área de estudio en la masa de agua subterránea 09.41 (Litera Alta).....	43
Figura 2.9. Inventario de puntos de agua en el área de estudio: Sinclinal de Estopiñán y Lagunas de Estaña	45

Figura 2.10. a) Sensor capacitivo de presión y temperatura instalado inicialmente en la Fuente Redonda; b) Vertedero y sensor de presión tipo mini Orpheus aguas abajo de la Fuente Redonda.....	48
Figura 2.11.a) Vertedero y sensor de presión tipo mini Orpheus instalado aguas debajo de la zona de descarga de las Ollas; b) Panorámica de la zona de descarga de las Ollas indicando la posición de la Fuente de las Ollas y el punto de control.....	49
Figura 2.12. Caudales medidos en el manantial de la Fuente Redonda y precipitación en Purroy (desde el 4 de marzo de 2008 al 22 de marzo de 2010. Caudales en l/s y precipitación en mm)	50
Figura 2.13. Caudales medidos en el manantial de la Fuente de las Ollas y precipitación en Purroy (del 19 de junio de 2008 al 31 de agosto de 2009). Caudales en l/s y precipitación en mm	50
Figura 2.14. Imagen del emplazamiento del sondeo de Estopiñán (3213-1-0052 y 106 del inventario)	51
Figura 2.15. Imágenes del ensayo de bombeo realizado por parte de la CHE en el sondeo de Estopiñán....	55
Figura 2.16. Evolución de niveles en el piezómetro de Estopiñán 2007-2013 (fuente: CHE)	56
Figura 2.17. Evolución de niveles piezométricos para el periodo 1986-2010 (verde= Cretácico Superior, azul= Eoceno Inferior, rojo= Triásico y naranja= Paleoceno)	57
Figura 2.18. Evolución de niveles piezométricos: a) Eoceno (1998-2010), b) Cretácico Superior (1993- 2010, c) Triásico (1998-2010)	59
Figura 2.19. Mapa de isopiezas tentativo correspondiente al Eoceno Inferior (representativo del periodo 2008-2010)	61
Figura 2.20. Mapa de isopiezas tentativo correspondiente al Cretácico Superior (representativo del periodo 2008-2010)	62
Figura 2.21. Corte esquemático en el que se muestra la desconexión entre el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior en la zona norte del Sinclinal de Estopiñán (modificado de González, M y Oliván, C; 2008).....	63
Figura 2.22. Mapa de situación de las principales zonas de descarga, travertinos y cavidades kársticas .	64
Figura 2.23. Principales cavidades y depósitos de travertino observados, a) y b) Estaña (Fc. Muschelkalk), c) Sinclinal de Estopiñán (Eoceno Inferior), d) Camporrells (Cretácico Superior)	64
Figura 2.24. Ejemplo de tomamuestras de agua de lluvia instalado en la zona de estudio	66
Figura 2.25. Situación de tomamuestras de agua de lluvia para la caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la precipitación.....	67
Figura 2.26a. Representación de análisis químicos del agua de precipitación mediante diagramas Schoeller-Berkaloff (T1: Aeródromo; T2=:Purroy de Solana y T3= San Quílez)	71
Figura 2.26b. Representación de análisis químicos del agua de precipitación mediante diagramas Schoeller-Berkaloff (T4: Fuente del Molar (Camporrells) y T5: Estación Meteorológica de Estaña (Laguna Grande)	72
Figura 2.27. Representación de la composición química promedio y desviación típica correspondiente a los cinco puntos de muestreo (escala vertical multiplicada por 10)	74
Figura 2.28. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en cada uno de los tomamuestras de agua de lluvia (LMM: Línea meteórica mundial; LMME: Línea meteórica mediterránea)	76
Figura 2.29. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ para diferentes eventos de precipitación (LMM: Línea Meteórica Mundial; LMME: Línea Meteórica Mediterránea)	77
Figura 2.30. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas frente a la precipitación.....	77
Figura 2.31. Situación de los puntos de agua considerados en las campañas de muestreo químico e isotópico (2007-2010)	80

Figura 2.32. Diagramas de Schoeller-Berkaloff en la Fuente Redonda y Fuente de las Ollas, donde se observa el diferente grado de mineralización entre ambas (1998-2008)	81
Figura 2.33. Diagramas de Piper en la Fuente Redonda y Fuente de las Ollas (1998-2008).....	82
Figura 2.34. Diagramas de Schöeller-Berkaloff con las tres facies hidroquímicas de las aguas subterráneas (2007-2010)	83
Figura 2.35. Diagramas de Piper con las tres facies hidroquímicas de las aguas subterráneas (2007-2010)	84
Figura 2.36. Diagramas de Stiff modificados donde se observa la distribución espacial de las composiciones químicas promedio de los diferentes tipos de aguas subterráneas (2007-2010)	86
Figura 2.37.a) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan ($rHCO_3/rCa$ y rSO_4/rCa)	87
Figura 2.37.b) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan (rSO_4/rMg y rMg/rCa)	88
Figura 2.37.c) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan ($rHCO_3/rSO_4$ y rCl/rNa)	89
Figura 2.38. Relación $\delta^{18}O/\delta^2H$ en aguas subterráneas y lagunas en función de la época de muestreo...91	
Figura 2.39. Relación $\delta^{18}O/\delta^2H$ en aguas subterráneas y lagunas según el acuífero que representan.....91	
Figura 2.40. Relación $\delta^{18}O/\delta^2H$ en las aguas del acuífero Cretácico frente a las del acuífero Eoceno.....92	
Figura 2.41. Contenido en tritio de las aguas subterráneas y de precipitación, donde se observa que la mayoría de los puntos tiene contenidos entre 4 y 8 UT. Los materiales triásicos se han diferenciado además en función del tipo de agua	93

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. Cartografía geológica de detalle en las proximidades de las Lagunas de Estaña indicando la situación de los sondeos (Pérez-Bielsa et al. 2012)	105
Figura 3.2. Columnas estratigráficas de los sondeos realizados en las Lagunas de Estaña y localizados en la Figura 3.1	109
Figura 3.3. Cortes geológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la cartografía geológica de detalle y situación de los sondeos.....	110
Figura 3.4. Cortes geológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la cartografía geológica de detalle y sondeos	112
Figura 3.5. Distribución de los Sondeos de Resonancia Magnética (MRS) y Perfiles Eléctricos (ERT) sobre la cartografía geológica de detalle	116
Figura 3.6. Ejemplo de curvas de campo de la señal de resonancia del agua $E(t)$ registradas en cada sondeo de resonancia magnética nuclear (MRS) frente al tiempo. Se muestra el decaimiento exponencial de la señal que permite verificar la existencia de agua libre en cada punto	117
Figura 3.7. Ejemplos de la interpretación de las secciones de resistividad con la ayuda de la correlación establecida entre resistividad y litología a partir de la testificación geológica de los piezómetros. a) Sección PE6 desde el sinclinal de Estopiñán hasta la cubeta NO de Laguna Grande; b) Sección PE9 paralela a las lagunas; c) Sección PE7 desde el sinclinal de Estopiñán hasta la cubeta SE de Laguna Grande. (Tm: carbonatos del Muschelkalk; Tk: arcillas y evaporitas triásicas (M2 y Keuper))	119

Figura 3.8. Interpretación de las condiciones hidrogeológicas a 20 m de profundidad, de acuerdo con la relación establecida entre la resistividad (ERT y testificación geofísica), la litología (cartografía geológica de detalle y testificación geológica de piezómetros) y el contenido en agua (MRS)	120
Figura 3.9. Sensores de presión instalados en las lagunas: a) vista general del sensor Orpheus Mini; b) puerto de infrarrojos para la descarga de datos; c) vista en detalle del cable del sensor que va a la laguna; d) Puerto de infrarrojos con el cable de descarga de datos al PC y e) proceso de descarga de datos	122
Figura 3.10. Campaña de georreferenciación: a) estación base en el vértice geodésico de San Quílez; b y d) GPS y antena instalados en las lagunas para la medida del nivel y c) detalle del GPS utilizado	124
Figura 3.11. El acuífero consiste en los materiales carbonatados del Triásico Medio (Facies Muschelkalk). La presencia de materiales evaporíticos y arcillosos permiten la identificación de una capa poco permeable o acuitardo. Basándonos en los niveles piezométricos obtenidos en los sondeos al finalizar la perforación, se han definido las probables líneas de flujo teniendo en cuenta el nivel en la Laguna Grande. Todas las cotas (situadas a la izquierda de los sondeos) hacen referencia a msnm	126
Figura 3.12. Evolución de niveles en los piezómetros frente a la lámina de agua en las lagunas y la precipitación en la estación meteorológica de Estaña (completada la estación de Benabarre)	127
Figura 3.13. Cortes hidrogeológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de los cortes geológicos y la información piezométrica obtenida a partir de los sondeos y las lagunas (NP: Nivel piezométrico)	128
Figura 3.14. Límites tentativos de la zona saturada (amarillo) y de la cuenca superficial (azul). Los puntos amarillos representan los puntos de corte del nivel piezométrico con la zona no saturada del acuífero.....	129
Figura 3.15. Detalle del equipo utilizado para la realización de los ensayos de inyección en los piezómetros S1, S3, S3b, S4 y S6	131
Figura 3.16. Ejemplo de curvas correspondientes a S1 a) Curva de volumen vaciado en función del tiempo, b) Curva de caudal de descarga y régimen de caudales escalonados asimilados ..	132
Figura 3.17. Régimen de inyección, curva experimental (azul) y curva simulada mediante la solución de Theis (rojo) para cada uno de los piezómetros.....	134
Figura 3.18. Curvas tipo para “Slug Test” Cooper et al. (1967)	137
Figura 3.19. Interpretación “Slug Test”	139
Figura 3.20. Esquema de flujo subterráneo en las proximidades de la Laguna Grande. La línea azul discontinua simboliza de forma aproximada la divisoria de aguas subterráneas. Las flechas azul claro simbolizan la posible escorrentía superficial y las flechas blancas las líneas de flujo subterráneo (La flecha de doble sentido en el entorno de S3 simboliza el posible cambio de tendencia en el sentido del flujo subterráneo).	141

CAPÍTULO 4

Figura 4.1. Situación de las estaciones meteorológicas utilizadas a escala regional. Se indican los límites hidrogeológicos de la zona de estudio a nivel regional (masa de agua subterránea de la Litera Alta; CHE) y de la cuenca vertiente a las Lagunas de Estaña.....	148
Figura 4.2. Instrumentación en la estación meteorológica de Estaña, a) Parsivel y placa solar de 10 voltios b) Sensor de temperatura y humedad relativa, c) Dirección y velocidad del viento, d) Tanque evaporímetro tipo A, e) Tanque evaporímetro tipo A congelado, f) Sensor piezorresistivo, g) Datalogger, baterías y cableado, h) Detalle del datalogger y puerto de infrarrojos, i) Pluviómetro de cazoleta y placa solar de 30 voltios	150
Figura 4.3. Precipitaciones anuales en la estación de Benabarre durante el periodo 1989-2010. La línea a trazos discontinua corresponde a la precipitación media anual.....	152
Figura 4.4. Variación de las precipitaciones medias mensuales en las estaciones de Benabarre, Purroy, Camporrells y Estaña, donde se observa el carácter bimodal de la precipitación con dos picos en primavera y otoño. La línea a trazos discontinua corresponde a la precipitación media mensual (no se tienen datos de precipitación para la estación de Estaña entre los meses de junio y agosto)	153
Figura 4.5. Correlación entre valores de precipitación diarios correspondientes a las estaciones de Benabarre-Purroy, Benabarre-Camporrells y Purroy-Camporrells para el periodo 1994-2007	154
Figura 4.6. Desviaciones típicas acumuladas con respecto al promedio anual para el periodo 1989-2010 con datos de la estación de Benabarre	155
Figura 4.7. Variación de las temperaturas medias mensuales en las estaciones de Benabarre, Camporrells y Estaña. La línea a trazos discontinua representa la temperatura media anual.....	156
Figura 4.8. a) Correlación de los valores de temperatura entre las estaciones de Benabarre-Camporrells para el periodo septiembre 1999-mayo 2007. b) Correlación de los valores de temperatura diarios entre las estaciones de Benabarre-Estaña para el periodo diciembre 2008-sep 2009	157
Figura 4.9. Desviaciones típicas acumuladas de la temperatura anual con respecto al año promedio para el periodo 1989-2010 con datos de la estación de Benabarre.....	157
Figura 4.10. Frecuencia de la dirección del viento en la estación meteorológica de Estaña (componente predominante entre 130 y 180° (SE)	159
Figura 4.11. Frecuencia de la velocidad del viento en la estación meteorológica de Estaña (intensidad predominante entre 0,5 y 1,5 m/s)	159
Figura 4.12. Variación de la humedad relativa en las estaciones de Barbastro y Estaña (periodo 2008-2011). La línea discontinua en negrita indica el valor promedio anual en Estaña	160
Figura 4.13. Promedio mensual del número de horas de radiación solar (n) en la estación de Barbastro y máximo número de horas de insolación diaria posible (N) según la época del año (periodo 2008-2011)	161
Figura 4.14. Comparativa entre la evaporación obtenida a partir del tanque de tipo A y la calculada mediante el método de Penman frente a la temperatura (8 de mayo de 2009 a 9 de junio de 2011.....	167

Figura 4.15. Límites de la posible cuenca subterránea definida (verde) y de la cuenca superficial (azul). En negro se han identificado los SRM negativos. (CL: contacto litológico; RT: retrocabalgamiento; ZS: zona saturada; DAS: divisoria de aguas superficial)	172
Figura 4.16. Mapa geológico simplificado de la cuenca de Estaña donde se indican las zonas susceptibles de infiltración (carbonatos del Muschelkalk y Cuaternario), así como las zonas poco permeables arcillas y evaporitas del Triásico Medio y Superior)	173
Figura 4.17. Mapa de usos del suelo donde se observan los cuatro tipos (cebada de invierno, masa forestal, barbecho y zona impermeable).....	175
Figura 4.18. Mapa de tipos de suelo según la FAO (1998) en la Cuenca de Estaña (modificado de López-Vicente 2007)	176
Figura 4.19. Superposición del mapa de tipo de suelo (FAO, 1988) sobre el mapa de usos del suelo definidos para la cuenca de Estaña.....	177
Figura 4.20. Espesor del suelo en la cuenca de Estaña (Tomado de López-Vicente 2007).....	179
Figura 4.21. Pendiente del terreno obtenida a partir del MDE en la cuenca de Estaña (Tomado de López-Vicente 2007)	181
Figura 4.22. Comparativa entre la lluvia y la recarga anuales (mm/año) para los tipos principales de suelo definidos (1988-2010). En línea discontinua se muestra la recarga promedio	185
Figura 4.23. Batimetría en la Laguna Grande el 22 de mayo de 2007 (Fuente de datos IPE)	193
Figura 4.24. Curva superficie-cota para la Laguna Grande calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.....	194
Figura 4.25. Función optimizada para los primeros metros de profundidad	194
Figura 4.26. Batimetría aproximada de la Laguna Pequeña.....	196
Figura 4.27. Curva superficie-cota para la Laguna Pequeña calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.....	196
Figura 4.28. Curva volumen-cota para la Laguna Grande calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.....	198
Figura 4.29. Curva de embalse volumen-cota para la Laguna Pequeña calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado	199
Figura 4.30. Evolución temporal de los términos del balance en la Laguna Grande (Variación de volumen (ΔV), precipitación directa sobre el vaso de la laguna (P_d) y evaporación en lámina libre (E_v)	202
Figura 4.31. Evolución temporal de los términos del balance en la Laguna Pequeña (Variación de volumen (ΔV), precipitación directa sobre el vaso de la laguna (P_d) y evaporación en lámina libre (E_v)	203
Figura 4.32. Balance hídrico en la Laguna Grande (diario y mensual) en función de las entradas y salidas subterráneas teniendo en cuenta la evaporación calculada por el método de Penman y a partir del tanque A	204
Figura 4.33. Balance hídrico en la Laguna Pequeña (diario y mensual) en función de las entradas y salidas subterráneas teniendo en cuenta la evaporación calculada por el método de Penman y a partir del tanque A.....	205
Figura 4.34. Comparativa entre el balance hídrico en la Laguna Grande (gris) y la Laguna Pequeña (rosa) donde se aprecia la importante diferencia de volúmenes en uno y otro caso	206
Figura 4.35. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ donde se observa como la precipitación en la cuenca de Estaña se ajusta a la línea meteórica mundial (LMM) y línea meteórica mediterránea (LMME), mientras que en las lagunas se aprecia un enriquecimiento en la composición isotópica debido al	

fraccionamiento por evaporación, mayor en la Laguna Grande que en la Pequeña. La pendiente de la recta de evaporación es de 4,8.....209

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Diagramas de Piper y Schoeller para las muestras de precipitación correspondientes al tomamuestras instalado en las Lagunas de Estaña entre enero de 2008 y septiembre de 2009.	229
Figura 5.2. Composición química de las muestras de la Laguna Grande tomadas entre 2007 y 2010	233
Figura 5.3. Composición química de las muestras de la Laguna Pequeña entre 2007 y 2010.....	234
Figura 5.4. Perfiles de temperatura (T^a), pH, conductividad eléctrica (CE), Eh y oxígeno disuelto (OD %) en la Laguna Grande y en la Laguna Pequeña diferenciado por fechas de muestreo. En septiembre de 2007 y enero de 2008 además se midieron los parámetros de CE y PH mediante conductímetro y pHmetro de campo (IPE: Instituto Pirenaico de Ecología).	235
Figura 5.5. Puntos de agua subterránea (manantiales y piezómetros) muestreados durante las campañas 2007-2010	239
Figura 5.6. Composición química de los manantiales situados en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña (2007-2009)	243
Figura 5.7. Composición química de los piezómetros en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña diferenciando la fecha y la profundidad de la muestra (2009).	244
Figura 5.8. Perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en cada piezómetro, diferenciando por fecha del registro (octubre 2009, enero 2010 y abril 2010).	245
Figura 5.9. Perfiles de conductividad eléctrica en cada piezómetro, diferenciando por fecha del registro (octubre 2009, enero 2010 y abril 2010).....	246
Figura 5.10. Perfiles de pH, Eh y oxígeno disuelto (OD%) en abril de 2010 diferenciado por piezómetros	247
Figura 5.11. Diagrama de piper representando la composición química de la precipitación, lagunas y aguas subterráneas (manantiales y piezómetros)	251
Figura 5.11b. Diagrama de Schoeller de la precipitación, lagunas y aguas subterráneas donde se indican los principales tipos hidroquímicos	252
Figura 5.12. Evolución hidrogeoquímica temporal de los puntos de agua con al menos tres análisis químicos completos; Manantial de Estaña, Fuente de Caserras, Fuente del Prat, Laguna Grande y Laguna Pequeña (2004-2010)	253
Figura 5.13. Distribución espacial de las facies hidroquímicas promedio (2004-2010) en el entorno de las Lagunas de Estaña (diagramas de Stiff modificados). En los piezómetros se ha tenido en cuenta la profundidad	255
Figura 5.14. Evolución de la composición química de las aguas en el entorno de las Lagunas de Estaña en superficie (a) y en profundidad (b).	256
Figura 5.15a. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña ($r\text{Ca}/r\text{HCO}_3$ y $r\text{Ca}/r\text{SO}_4$).....	258
Figura 5.15b. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña ($r\text{Mg}/r\text{SO}_4$ y $r\text{SO}_4/r\text{HCO}_3$)	259
Figura 5.15c. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña ($r\text{Ca}/r\text{Mg}$ y $r\text{Ca}-r\text{SO}_4/r\text{HCO}_3$).....	260

Figura 5.15d. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y las Lagunas de Estaña (rCl/rNa).....	261
Figura 5.16. rCl/rBr vs. Cl en la precipitación, aguas subterráneas y las Lagunas de Estaña	263
Figura 5.17. Evolución de los índices de saturación (IS) en relación con la profundidad en los piezómetros y lagunas	267
Figura 5.18. Evolución de los índices de saturación (IS) en aguas subterráneas y lagunas	268
Figura 5.19. Relación entre sulfato (meq/l) y el índice de saturación en yeso, dolomita y calcita en aguas subterráneas y lagunas	269
Figura 5.20. $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en la precipitación, aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) y lagunas. (LMM= Línea Meteorica Mundial; LMME= Línea Meteorica Mediterránea).	272
Figura 5.21. Relación $\delta^{18}\text{O}$ versus Cl (mg/l) para las muestras de precipitación, aguas subterráneas y lagunas	273
Figura 5.22. Relación entre el exceso de deuterio y la concentración de cloruro (mg/l) en la precipitación, aguas subterráneas y lagunas.....	274
Figura 5.23. Valores de tritio obtenidos en la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña (2007-2009)	275
Figura 5.24. Esquema de funcionamiento hidrodinámico en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la interpretación hidrogeoquímica realizada	277

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Esquema de funcionamiento hidrogeológico en el entorno de las Lagunas de Estaña. (La flecha de doble sentido en el entorno de S3 simboliza el posible cambio de tendencia en el sentido del flujo subterráneo).	285
---	-----

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 2

Tabla 2.1. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el pozo Juclá de Estopiñán Ganadera en el nivel permeable Eoceno (González y Oliván, 2008)	53
Tabla 2.2. Resultados de los ensayos de bombeo realizados en el acuífero Cretácico Superior en la masa de agua de la Litera Alta (DGA-MOPU, 2006)	54
Tabla 2.3. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de Estopiñán (Cretácico Superior) suponiendo un acuífero semiconfinado (método Hantush)	55
Tabla 2.4. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de Estopiñán (Cretácico Superior) suponiendo un acuífero libre (método Theis)	55
Tabla 2.5. Situación y cota de los tomamuestras de agua de lluvia	65
Tabla 2.6. Análisis químicos e isotópicos realizados en el agua de precipitación entre septiembre de 2007 y noviembre de 2009. (Isotópico: $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)	68
Tabla 2.7a. Análisis químicos considerados en cada tomamuestras para la caracterización hidrogeoquímica de la precipitación (2007-2009). Parámetros estadísticos principales (media, mediana y desviación típica) (n.d = por debajo del límite de determinación); %error = $200 \cdot (\Sigma_{\text{cat}} - \Sigma_{\text{an}}) / (\Sigma_{\text{cat}} + \Sigma_{\text{an}})$; Custodio y Llamas; 1983). Parámetros estadísticos en el caso del sodio considerando únicamente análisis por encima del límite de determinación	69
Tabla 2.7b. Análisis químicos considerados en cada tomamuestras para la caracterización hidrogeoquímica de la precipitación (2007-2009). Parámetros estadísticos principales (media, mediana y desviación típica) (n.d = por debajo del límite de determinación); %error = $200 \cdot (\Sigma_{\text{cat}} - \Sigma_{\text{an}}) / (\Sigma_{\text{cat}} + \Sigma_{\text{an}})$; Custodio y Llamas; 1983). Parámetros estadísticos en el caso del sodio considerando únicamente análisis por encima del límite de determinación	70
Tabla 2.8. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en el agua de lluvia de la zona de estudio (periodo 2007-2009)	75
Tabla 2.9. Puntos de muestreo en las campañas realizadas indicando los parámetros analizados (Q: química, O-D: $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y T: ^3H)	79

CAPÍTULO 3

Tabla 3.1. Resumen de las principales características de los sondeos realizados entre julio y octubre de 2009 en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña	107
Tabla 3.2. Resumen de las principales características de los sondeos realizados entre julio y octubre de 2009 en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña, donde se indica además la entubación realizada en cada caso para su instalación como piezómetros	123
Tabla 3.3. Duración de la inyección y transmisividad obtenida	135
Tabla 3.4. Interpretación tipo Slug Test. Transmisividad obtenida	138

CAPÍTULO 4

Tabla 4.1. Localización y series de datos disponibles en las estaciones meteorológicas seleccionadas. AEMET: Agencia Estatal de Meteorología; DGA: Diputación General de Aragón; IGME: Instituto Geológico y Minero de España. P: precipitación, T°: temperatura, HR: humedad relativa, RS: radiación solar, Vv: velocidad del viento, Dv: dirección del viento, ET0: Evapotranspiración)	151
Tabla 4.2. Evaporación calculada a partir del tanque de tipo A en Estaña. (Rojo: datos obtenidos a partir del periodo anterior y posterior)	165
Tabla 4.3. Procedimiento de cálculo de la evaporación en lámina libre según el método de Penman (Custodio & Llamas 1983) en la cuenca de Estaña (C & L: Custodio y Llamas, 1983)	166
Tabla 4.4. Comparativa entre los valores de evaporación obtenidos para cada periodo mediante el tanque de tipo A y mediante el método de Penman (8 de mayo de 2009 hasta el 9 de junio de 2011).	168
Tabla 4.5. Comparativa entre los valores de evaporación obtenidos a partir del tanque de evaporación y de Penman frente a la precipitación en el mismo periodo (8 de mayo 2009 al 9 de junio de 2011).....	169
Tabla 4.6. Valores promedio de los parámetros del suelo en la Cuenca de Estaña (tomados de López-Vicente, 2007). (Cc: capacidad de campo; PMP: punto de marchitez permanente; Es: espesor de suelo)	175
Tabla 4.7. Valores de capacidad de campo y punto de marchitez permanente promedio asociados a cada uso de suelo en función del tipo de suelo considerado.....	177
Tabla 4.8. Rangos y promedios de espesor del suelo para las zonas de recarga.....	179
Tabla 4.9. Correspondencia entre tipos de suelo definidos por la FAO (1998) y por la SCS (1989)	180
Tabla 4.10. Número de curva para condiciones medias de humedad en función del uso del suelo, pendiente y tipo de suelo (Ferrer et al. 1995)	182
Tabla 4.11. Valores promedio de laminación (P0) en función del uso del suelo.....	183
Tabla 4.12. Parámetros del suelo utilizados en función de los principales tipos definidos	183
Tabla 4.13. Precipitación y recarga anual obtenida teniendo en cuenta el porcentaje y los parámetros del suelo correspondientes a masa forestal, cebada de invierno y barbecho durante el periodo 1988-2010.....	184
Tabla 4.14. Valores de recarga total en función de la precipitación.....	186
Tabla 4.15. Valores de precipitación entre los años 1988-2010.	188
Tabla 4.16. Términos de balance utilizados y valores de recarga obtenidos. CR y CP = contenido promedio de Cl ⁻ en el agua de recarga y precipitación; P= precipitación media anual; R= recarga; σ_P , σ_{CP} , σ_{CR} = errores asignados a la precipitación, concentración en cloruro de la precipitación y concentración en cloruro de la recarga; σ_R = error en la recarga. Concentraciones en mg/l, volúmenes en mm/año y Ry σ_R en %	189
Tabla 4.17. Términos de balance utilizados y valores de recarga obtenidos. CR y CP = contenido promedio de Cl ⁻ en el agua de recarga y precipitación; P= precipitación media anual; R= recarga; σ_P , σ_{CP} , σ_{CR} = errores asignados a la precipitación, concentración en cloruro de la precipitación y concentración en cloruro de la recarga; σ_R = error en la recarga. Concentraciones en mg/l, volúmenes en mm/año y Ry σ_R	190
Tabla 4.18. Superficie de la Laguna Grande en relación con la profundidad (m) y la cota (msnm).....	195

Tabla 4.19. Superficie de la Laguna Pequeña en relación con la profundidad (m) y la cota (msnm)	197
Tabla 4.20. Volumen de agua en la Laguna Grande en función de la profundidad (m) y la cota (msnm)	199
Tabla 4.21. Volumen de agua en la Laguna Pequeña en función de la profundidad (m) y la cota (msnm)	200
Tabla 4.22. Correlación entre la humedad relativa del aire y la pendiente de la recta de evaporación	209
Tabla 4.23. Composición isotópica promedio ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) del agua de precipitación (origen), Laguna Grande y Laguna Pequeña utilizada para la estimación del porcentaje de evaporación en lámina libre.	210
Tabla 4.24. Comparativa de los valores de V_e , Q_e , S V_s y Q_s obtenidos por los diferentes métodos de cálculo del balance hídrico en la Laguna Grande	219

CAPÍTULO 5

Tabla 5.1. Análisis químicos de la precipitación en el tomamuestras de Estaña para el periodo 2008-2009 (acu= muestra acumulada y eve= evento)	228
Tabla 5.2. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en el tomamuestras de lluvia de la Laguna Grande de Estaña	230
Tabla 5.3. Análisis químicos obtenidos en las Lagunas de Estaña durante el periodo 2007-2010 (na= no analizado; nd= no determinado).....	231
Tabla 5.4. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en las Lagunas de Estaña (periodo 2007-2010)	237
Tabla 5.5. Análisis químicos de las aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) en el entorno de las Lagunas de Estaña (campañas 2007-2010)	240
Tabla 5.6. Parámetros físico-químicos medidos in situ en las aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) entre agosto de 2007 y enero 2010.....	241
Tabla 5.7. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) 2007-2010	248
Tabla 5.8. Media, mediana, diferencia media-mediana y desviación estándar de las concentraciones y relaciones iónicas correspondientes a la precipitación en el tomamuestras situado en las Lagunas de Estaña entre enero de 2008 y septiembre de 2009 (r=meq/l)	249
Tabla. 5.9. Aporte en sulfato, bicarbonato y calcio para el periodo 2008-2009. Los aportes se han calculado mediante la expresión: meq/l x P/T (P= precipitación total de cada periodo entre análisis (mm) y T= número de días entre cada análisis).....	250
Tabla 5.10a. Índices de saturación (IS) de las fases minerales representativas del medio (calcita, aragonito, dolomita, yeso, anhidrita, halita y PCO_2) en manantiales y piezómetros	264
Tabla 5.10b. Índices de saturación (IS) de las fases minerales representativas del medio (calcita, aragonito, dolomita, yeso, anhidrita, halita y PCO_2) en las lagunas.....	265

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

1.1 CONTENIDO Y ORGANIZACIÓN

Esta tesis se ha estructurado en función de sus objetivos parciales. De esta forma, en el Capítulo 1. INTRODUCCIÓN, se recogen una serie de consideraciones generales sobre el estudio de los humedales y su estado actual, se exponen los trabajos anteriores y actuales a escala regional y local de la zona de estudio, se explican los motivos por los que se han elegido las Lagunas de Estaña para llevar a cabo esta investigación y los objetivos propuestos para tal fin. Por último, se presenta la metodología aplicada en su elaboración.

Tras el primer capítulo introductorio comienza el estudio en si, distribuido en dos partes importantes relacionadas con el ámbito geográfico y geológico (incluyendo el Sinclinal de Estopiñán). La primera parte incluye el capítulo 2, en el que se hace referencia al estudio general del área extendida. En la segunda parte de la tesis se presenta el objetivo fundamental de la misma, que es el estudio de detalle en el entorno de las Lagunas de Estaña. Esta segunda parte consta de tres capítulos en los que se compendian los resultados obtenidos sobre el estudio geológico, geofísico, hidrogeológico, hidrogeoquímico e isotópico del entorno del humedal de Estaña y se concluye con el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico.

El Capítulo 2. MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO, consta de dos apartados. En el apartado 2.1 se realiza una caracterización geológica regional, donde se presentan las principales características geológicas y estratigráficas de los materiales triásicos, cretácicos y eocenos principalmente. En el apartado 2.2 se lleva a cabo un estudio hidrogeológico completo donde se establece la estructura del acuífero del Sinclinal de Estopiñán, se analiza la evolución de los niveles piezométricos, se confeccionan mapas piezométricos, se presentan los parámetros hidráulicos del acuífero principal y se realiza una caracterización hidroquímica e isotópica regional. Con todo ello se propone un modelo conceptual de funcionamiento del flujo subterráneo en el Sinclinal de Estopiñán.

En el Capítulo 3. CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA, PIEZOMÉTRICA E HIDRODINÁMICA se realiza una caracterización geométrica y estudio piezométrico del área de detalle en base a la cartografía geológica realizada, la geofísica aplicada al estudio hidrogeológico y la perforación de cinco piezómetros de investigación en el entorno de las lagunas.

El Capítulo 4. EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS comienza con el estudio comparativo de las diferentes variables climatológicas de la estación meteorológica de Estaña frente a Benabarre, Purroy de la Solana, Camporrells y Barbastro. A continuación se estima la recarga a partir del balance de agua en el suelo en base a los datos de precipitación y temperatura diarios obtenidos y del balance de cloruros. Por último, se calcula el balance hídrico en las lagunas estimando las posibles entradas y salidas subterráneas.

En el Capítulo 5. CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA se realiza una caracterización hidrogeoquímica e isotópica en el entorno de las lagunas, que incluye el estudio del agua de lluvia, agua subterránea y lagunas con objeto de identificar los procesos químicos e isotópicos que ayuden a comprender con mayor profundidad la dinámica de las aguas subterráneas.

El Capítulo 6. CONCLUSIONES constituye el fin último de esta tesis que es proporcionar el modelo conceptual sobre el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña a partir de los objetivos parciales alcanzados en los capítulos y apartados anteriores, en el que se integran todos los temas presentados en los capítulos 2, 3, 4 y 5. Para finalizar se presenta la BIBLIOGRAFÍA en el que se lista el conjunto de publicaciones referidas en el texto y los ANEJOS donde se recopila toda la información que se considera relevante y no se ha incluido en el texto.

1.2 CONTEXTO DE LA INVESTIGACIÓN

Los **humedales** son rasgos del territorio que se caracterizan por la presencia permanente o temporal de una lámina de agua somera o un nivel freático a poca profundidad que sea accesible por lo menos a parte de la vegetación (Custodio, 2009). Se consideran lagos si la profundidad es notable y se llega a formar una estratificación del agua, si bien en sus márgenes pueden existir frecuentemente humedales propiamente dichos. Se encuentran en casi todas las regiones del mundo, con superficies desde menos de una hectárea a muchos kilómetros cuadrados, siendo frecuentes en áreas llanas, planas costeras y en depresiones del terreno (Custodio,

2001), aunque son más frecuentes en zonas lluviosas, sobre todo si el terreno es de baja permeabilidad. También existen en zonas áridas, donde resultan de gran interés e importancia ecológica y paisajística (García Vera, 1994), como por ejemplo los existentes en ambientes áridos andinos (Acosta y Custodio, 2008). Pueden ser permanentes o fluctuantes, estacional o interanualmente. La fluctuación es una importante característica ecológica de muchos de ellos, en especial cuando la vegetación ribereña asociada tiene un consumo de agua con notorias variaciones estacionales (Custodio, 2009). Comúnmente son de agua dulce, aunque pueden llegar a ser salinos. La salinidad depende del aporte de agua subterránea y superficial, con un posible efecto de evaporación y de transpiración por la vegetación (se evapora agua pero se quedan las sales), y de cómo las sales aportadas pueden ser evacuadas del humedal. Son ecosistemas frágiles que constituyen zonas de gran riqueza e interés biológico, siendo los ecosistemas más amenazados a nivel mundial con un ritmo vertiginoso de desaparición. Integran valores insustituibles tanto por la función que desempeñan, como por los productos que generan, ya que son áreas de gran productividad vegetal y ricos en fauna con elevada diversidad de especies (Lapedes, 1976; Tiner, 1989).

En la figura 1.1 se muestra una síntesis de las **funciones principales** que realizan los humedales así como de sus valores internos, como ecosistema que sustenta numerosos procesos bióticos, y externos o sociales.

Esencialmente, las zonas húmedas realizan las siguientes funciones (Richardson, 1981; USGS, 1983; Durán y García de Domingo, 2009): sirven de reserva de agua, protegen de las avenidas y controlan las inundaciones (Parrett et al., 1993); estabilizan las orillas y contribuyen a la disminución de la erosión; favorecen la recarga de los acuíferos ayudando a mantener su nivel piezométrico o constituyen la zona de surgencia natural de dichos acuíferos; contribuyen a la purificación del agua mediante la retención de nutrientes, sedimentos y agentes contaminantes (Cey et al. 1999) y ayudan a la estabilización del clima, siendo parte importante en el ciclo hidrológico (Helfgott et al., 1973).

Además tienen otros valores como el suministro de agua y mantenimiento de su cantidad y calidad (Kusler y Riexinger, 1986); la producción pesquera y contribución agrícola mediante el mantenimiento de una tabla de agua; aportan zonas de pastoreo; producen turba, madera y otros materiales vegetales, además de constituir reservas de vida silvestre (Adamus, 1988; Ojima et al. 1999) y son zonas que ofrecen

posibilidades de recreo y turismo. Dependiendo del lugar que ocupe el humedal dentro de una cuenca, realizará unas funciones u otras pudiéndose establecer una clasificación como la mostrada en la figura 1.2. Por otro lado, la zona ripariana juega un papel muy importante en la reducción del nitrato aportado por la agricultura intensiva (Peterjohn y Correll, 1984; Jacobs y Gilliam, 1985; Cooper, 1990; Haycock y Pinay, 1993; Jordan et al. 1993; Gilliam, 1994). Todas estas son razones importantes para protegerlos y conservarlos (Kusler y Montanari, 1978; National Audubon Society, 1993).

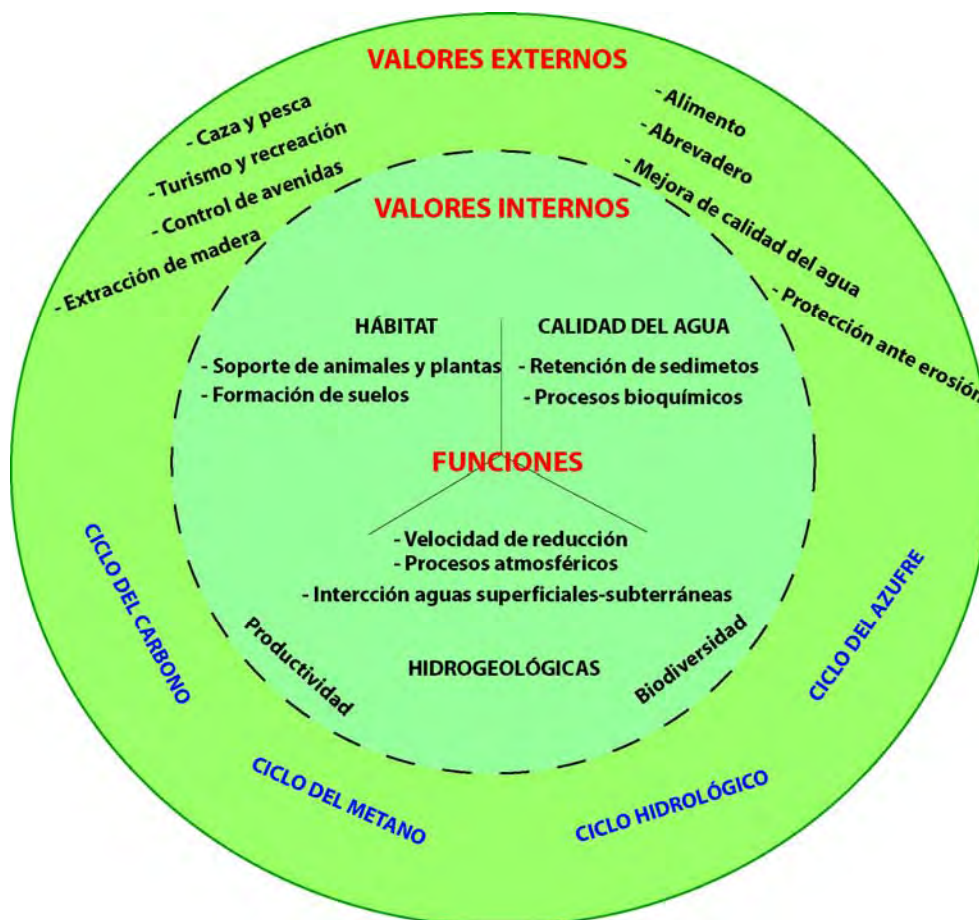


Figura 1.1 Funciones y valores sociales de los humedales (modificado de USGS, 1993).

En la actualidad los humedales se valoran como una pieza fundamental del equilibrio natural por proporcionar soporte a una gran biodiversidad animal y vegetal, además de ser parte importante de la configuración paisajística y social de las áreas en las que se encuentran (Constanza 1997). Esto no ha sido siempre así, ya que históricamente han sido considerados como lugares insalubres e improductivos, así como focos de enfermedades y sin ninguna utilidad práctica, fomentándose su desecación como solución para usarlos como zona de cultivo incluso con apoyos

gubernamentales (Ley de Aguas de 1879 y Ley Gambó 1918) (García Novo et al., 2009).

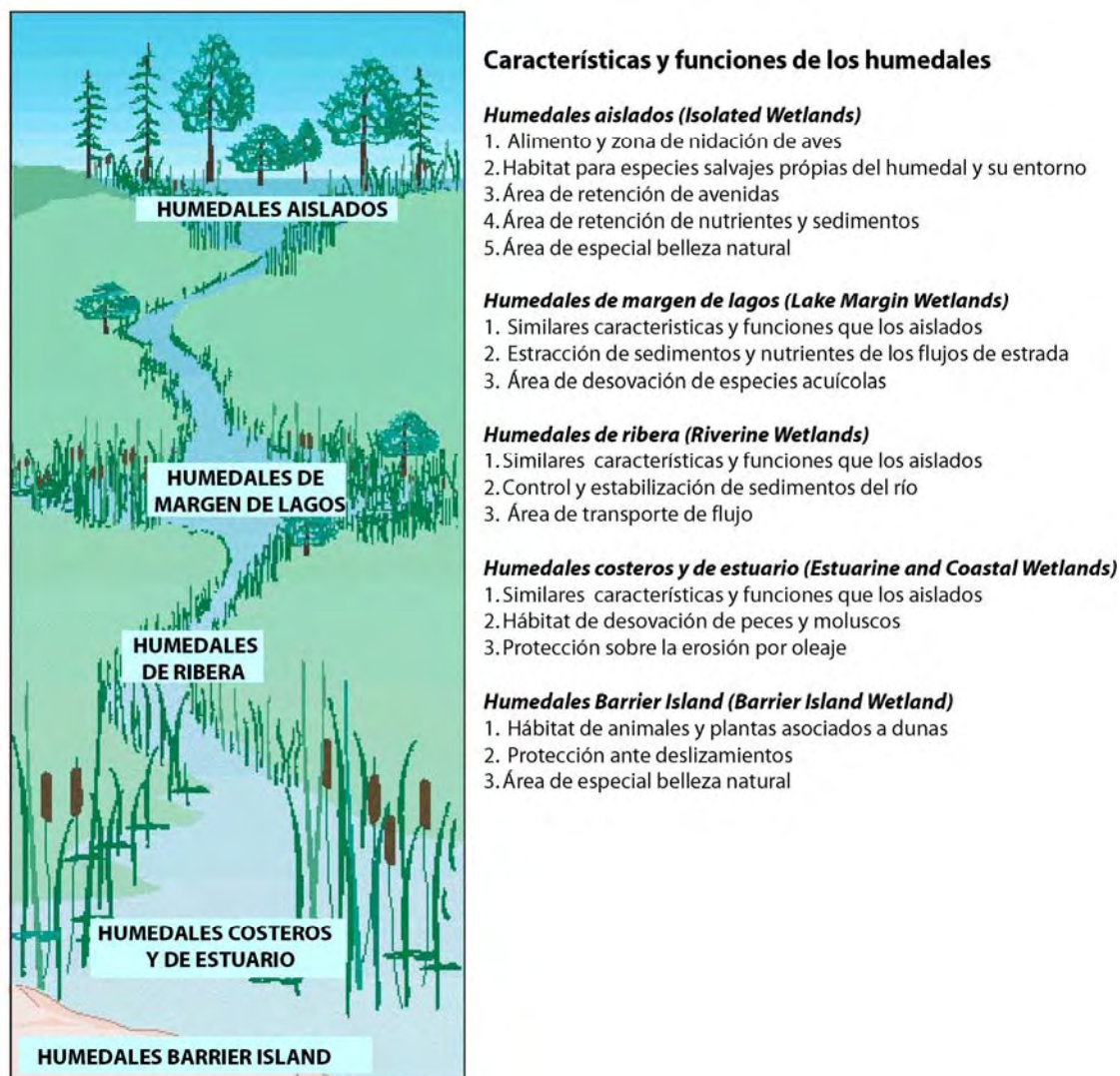


Figura 1.2. Funciones de los humedales dependiendo de la localización del humedal dentro de una cuenca (modificado de Kusler, 1983).

En los años 70 la comunidad científica, ecologistas y conservacionistas comenzaron a pronunciarse sobre los valores intrínsecos de los humedales. En 1973, en el estado de Conecticut (EEUU), tuvo lugar la primera convención sobre humedales, donde ya se habló de su importancia como parte del ciclo hidrológico (Helfgott et al. 1973). En 1977, se celebró el primer Simposio Nacional sobre la Protección de los Humedales en Estados Unidos, que contó con la participación de más de 700 personas, demostrando el creciente interés que existía en el estudio de los humedales y la necesidad de protegerlos (Kusler y Montanari, 1978). Posteriormente, en junio de 1981, en el estado de Minnesota (EEUU), en la Convención sobre los Valores de los Humedales, los científicos definieron las

cualidades únicas de los humedales y desarrollaron un inventario sobre las funciones que estos desempeñan en el medio (Richardson, 1981). Además de las tradicionalmente reconocidas funciones de los humedales como hábitat para muchas especies, se describieron también sus funciones hidrológicas. Durante los años 80 se celebraron multitud de conferencias en Estados Unidos ampliando la comprensión y apreciación de los valores naturales de los humedales (Kusler y Riexinger, 1986).

El World Conservation Monitoring Centre (WCMC) estima que actualmente unos 5,7 millones de km² (aproximadamente el 6% de la superficie terrestre) están ocupados por humedales, ya sean pantanos, marismas, llanuras aluviales o lagos (Thorsell et al., 1997). Sin embargo, en torno al 53% de los humedales en Estados Unidos se han perdido en los últimos 300 años (Hunt et al., 1996). En Europa, Francia ha perdido un 67% entre 1900 y 1990, Holanda un 55% entre 1950 y 1985, Grecia un 63% entre 1920 y 1991, Italia un 66% entre 1938 y 1984 y España un 60% entre 1948 y 1990 (Comisión Europea, 1995). A nivel mundial se ha llegado a destruir hasta el 80% de los humedales naturales, mientras que en España se han perdido más del 75%. Pese a ello, en España se han inventariado más de 2500 humedales que ocupan unas 114000 ha (Ministerio de Medio Ambiente, 1999).

La valoración de los humedales ha mejorado notablemente en las últimas décadas en Estados Unidos (USA) y la Unión Europea (UE), al irse reconociendo sus valores ecológicos y ambientales, que en definitiva constituyen un valor económico y social a través de los servicios que proporcionan (Llamas et al., 1992; Barbier et al., 1997; Adams et al., 1991). El interés por su conservación ha experimentado un importante impulso (Mitsch y Gosselink 1993). En este aspecto ha tenido un papel relevante el Convenio Ramsar (1971), que nació con el objetivo de proteger las especies avícolas a nivel internacional y fue ampliando su enfoque a la preservación medioambiental de estos ecosistemas, incluyendo hasta febrero de 2013 un total de 74 humedales españoles.

En España la protección de los humedales parte de la Ley de Aguas de 1985, que obliga a las Autoridades del Agua a tenerlos en cuenta y gestionarlos. Asimismo, es un requisito de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE), en adelante DMA, que se publicó en el Diario Oficial de las Comunidades Europeas el 23 de octubre de 2000 con el objetivo prioritario de establecer un marco normativo para la protección de las aguas, tanto superficiales como subterráneas, así como de los espacios protegidos. Este marco de protección se basa en prevenir todo deterioro adicional, así como

proteger los ecosistemas acuáticos, terrestres y humedales. Así, el estado químico, determinado por el análisis de parámetros físico-químicos, se ve complementado con el uso de índices biológicos e hidromorfológicos.

Las investigaciones actuales están permitiendo conocer los mecanismos que regulan su funcionamiento hidráulico y su interrelación con el ciclo hidrológico, así como su función como reguladores del balance de nutrientes en la biosfera, como sistemas de depuración de aguas continentales y como sistemas de regulación del balance hídrico global. Además, desempeñan un papel indispensable en los ciclos hidrológicos y biogeoquímicos, regulando el caudal de los ríos y el destino de sus sedimentos y nutrientes (Phillips 1989). Asimismo, son magníficos registros de los cambios ocurridos en el medio ya sean naturales o antrópicos, siendo escenarios idóneos para estudios paleoclimáticos y de cambio global.

Los modelos de humedales que pueden presentarse son muy diversos y existen diferentes clasificaciones en función de sus características genéticas, condiciones hídricas, factores ecológicos, posición geográfica y otros factores (López-Geta, J.A. 2009), siendo las de tipo genético las más utilizadas (Manzano et al., 2002; Borja y Borja, 2002). En el proyecto Hidrohumed (Durán et al. 2005), se establece una clasificación genético-geológica en la que se diferencian los humedales naturales de los modificados antrópicamente. Muchos de ellos dependen total o parcialmente de aportes de agua subterránea, siendo España el país de Europa Occidental con más humedales de este tipo (Casado y Montes 1995).

Para la determinación de la hidrología de un humedal uno de los métodos más utilizados es el balance hídrico, a pesar de la dificultad que suponen en ocasiones la cuantificación tanto de los flujos de entrada y salida como de la variación en el almacenamiento, especialmente en los humedales que sufren grandes oscilaciones estacionales (Carter et al. 1979; Winter, 1981). La evapotranspiración supone importantes pérdidas de agua en estos ecosistemas, variando sustancialmente entre unos y otros en función de la luz, temperatura y composición macrofítica (Mitsch y Gosseling, 2000; Wetzel, 1999). Otro componente del balance hídrico que es fundamental cuantificar cuando existe relación con las aguas subterráneas es la recarga y/o descarga entre el acuífero y el humedal (Siegel, 1988). Es muy difícil cuantificar estos términos del balance, por lo que se han venido desarrollando modelos teóricos que ayudan a determinar la relación entre el agua superficial y subterránea (Gilver et al, 1993). Asimismo, para superar las limitaciones asociadas a las medidas

convencionales a través del uso de piezómetros, se han desarrollado una serie de alternativas que ayudan a la investigación de los humedales, como son el análisis e interpretación hidroquímica para la determinación del origen del agua y cálculo de ratios de mezcla, la aplicación de técnicas isotópicas tales como el estudio de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H , o la realización de perfiles de temperatura entre otros (Sophocleous 2002 y 2009).

Los **humedales que dependen de las aguas subterráneas** no han sido suficientemente reconocidos hasta épocas relativamente recientes. Son aquellos en los que el origen del agua es parcial, dominante o únicamente agua subterránea y se caracterizan por ser menos fluctuantes en cuanto a caudal y composición química que los que sólo dependen del agua superficial (Custodio, 2001). Suelen ser áreas de descarga que corresponden a flujos locales, intermedios o regionales (Tóth, 1971; 1972; 1999; 2009; Custodio y Llamas, 1983; Gonzalez-Bernáldez 1992) y que manifiestan una gran diversidad de formas, circunstancias, salinidades y hábitats. Es necesario tener un conocimiento adecuado de la hidrogeología de las zonas húmedas que dependen de las aguas subterráneas, ya que estos ecosistemas son extremadamente sensibles a las variaciones del régimen natural.

Una de las primeras publicaciones enfocada a los humedales que dependen del agua subterránea es la de Winter y Llamas (1993); el tema fue tratado en detalle en un seminario especializado en Harvard, Massachussets, organizado por el MIT (Massachussets Institute of Technology) y la UCM (Universidad Complutense de Madrid). En España, Llamas (1987) publicó una síntesis hidrogeológica y después Montes et al. (1995) prepararon guías para la restauración, con un inventario reciente (Montes et al., 2008). Otros inventarios pueden encontrarse en Alonso (1987; 1998) y DGOH (1991) y un reciente estado de la situación general de los humedales en España en García Novo et al. (2009).

Las condiciones hidrogeológicas de los humedales que dependen del agua subterránea cambian enormemente de un lugar a otro (según el área y la tasa de recarga, caudal de descarga, distribución de la permeabilidad regional y local, tamaño del acuífero, topografía, rasgos sedimentarios locales en el entorno del agua de descarga...) teniendo especial relevancia las relaciones con las aguas superficiales (Sophocleous, 2002). En todos los casos tiene una marcada importancia –siendo en ocasiones determinante– el carácter tridimensional, tanto de la permeabilidad, como del flujo del agua subterránea (que determina junto con la recarga la piezometría) y de

las variaciones químicas (Custodio 2001 y 2009). La existencia de formaciones permeables en profundidad puede dominar el flujo, como sucede en el área de Doñana (Custodio et al., 2009; Manzano y Custodio, 2008). También hay que tener en cuenta dichas consideraciones cuando se trata de interpretar la composición química e isotópica del agua, tanto a nivel regional como en el área próxima al humedal. En este último caso los depósitos de fondo de laguna y la acumulación de materia orgánica pueden tener efectos hidráulicos y geoquímicos importantes (Álvarez, 2002). Sin la debida atención de todos estos parámetros es difícil llegar a construir un modelo conceptual de funcionamiento y hacer previsiones de evolución. Sin embargo, en la práctica común esto se olvida o se ignora frecuentemente. Muchos de estos aspectos han sido considerados con cierto detalle en Doñana (Custodio y Palancar, 1995; Iglesias, 1999; de Haro et al., 2000; Llamas 1990; Trick, 1998; Trick y Custodio, 2004), han sido modelados (Castro, 1999; UPC, 1999) y han sido el objeto de diversos inventarios (Bernués, 1990; Coletto, 2003; Manzano, 2001; Manzano et al., 2002).

La interacción entre el agua superficial y subterránea es fundamental para entender los procesos que se dan en los humedales. Algunos estudios pioneros realizados en Norteamérica para el estudio de esta interrelación se basaron en el uso de “nidos” de piezómetros a diferentes profundidades a lo largo de varios transectos para la determinación del flujo tridimensional en las proximidades del humedal (Meyboom's 1966, 1967). Toth (1963), Freeze y Winterspoon (1966, 1967) y Winter (1976) proporcionaron diversos modelos del movimiento del agua subterránea en relación con la formación de humedales en terrenos geológicamente complejos y heterogéneos. Lissey (1971) propuso un primer modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico entre dos humedales situados topográficamente a diferente cota, sin tener en cuenta la conductividad hidráulica de los materiales geológicos que condiciona la conectividad hidráulica subsuperficial (Winter y LaBAugh, 2003). Esto puso de manifiesto la necesidad de combinar métodos de campo y modelos teóricos para contribuir a la comprensión de los procesos de interacción aguas superficiales y subterráneas (Winter, 1999). Así, en función de esta interrelación se establecieron cuatro tipos principales de regímenes de flujo en humedales (Sophocleous, 2009): a) humedales influentes o perdedores conectados con el acuífero, en el que el humedal recarga al acuífero; b) humedales influentes o perdedores desconectados del acuífero, en los que el humedal recarga al acuífero con un flujo suficientemente lento como para que exista una zona no saturada bajo el humedal; c) “*Flow-trough wetland*” o flujo a través del humedal, en los que existe una zona de recarga del acuífero al humedal y

una zona de descarga del humedal hacia el acuífero y d) humedales efluentes o ganadores, en los que el acuífero recarga al humedal.

En España actualmente existe una creciente actividad investigadora, técnica y de gestión en el terreno de los humedales llevada a cabo por grupos de distintos ámbitos institucionales, como organismos públicos de investigación (OPIS), Universidades, Confederaciones Hidrográficas, Diputaciones y Consejerías. Existe una creciente preocupación por asegurar la gestión sostenible de los recursos hídricos (Álvarez Cobelas et al. 2005), por lo que durante los últimos años los agentes gubernamentales, siguiendo las directrices europeas, han desarrollado, e implementado planes de uso y gestión en varios humedales españoles, ya que humedales, lagos y lagunas constituyen una buena parte de estos recursos en España (Casado de Otaola y Montes del Olmo, 1995; DGOH, 1996; Alonso, 1998). Sin embargo, en muchos casos el conocimiento sobre la evolución y el funcionamiento de los humedales ha sido limitado y por tanto se desconocen las características más significativas del sistema original a restaurar y/o gestionar (Martín-Puertas et al. 2009).

En amplios sectores de la geografía española debido a la presencia de formaciones yesíferas y calcáreas, algunos de los humedales continentales naturales más significativos tienen un origen relacionado, total o parcialmente, con procesos kársticos. Dentro de esta tipología se pueden distinguir varios casos en función de su contexto geológico (Valero et al, 2008): a) lagos relativamente profundos originados por colapso-disolución, tanto en sustratos con yesos, lagos de Banyoles (Canals et al. 1990), Arreo (Rico et al. 1995), Montcortés (Modamio et al. 1988, Bayarri-Borja 2005), Estaña (López-Vicente 2008, Pérez-Bielsa y Lambán 2008, Morellón et al. 2010) y Zoñar (Valero et al. 2006), como carbonatados, Las Torcas de la Cañada del Hoyo (Romero Viana 2007); b) lagunas y humedales poco profundos en sustratos karstificados (yesos, carbonatos) pero con intervención de otros procesos como fracturación preferente, deflación o erosión, por ejemplo en las lagunas saladas de la zona central del Valle del Ebro (García-Vera 1996, González Sampériz et al. 2008); c) origen mixto por karstificación y acción glacial/periglacial como el lago Enol (Moreno et al. 2008); d) por represamiento de un río o manantial debido al crecimiento de tobas como las Lagunas de Taravilla (Valero et al. 2008) y e) origen mixto por recrecimiento de tobas en el curso de un río y muy influenciadas por el régimen fluvial como las Lagunas de Ruidera (Ordóñez et al. 2005, Álvarez Cobelas y Cirujano 2007). Las peculiares características de los lagos kársticos por la morfología de sus cubetas, su régimen hidrológico y química de sus aguas determinan en gran medida la dinámica

de los procesos sedimentológicos y biológicos (Valero et al. 2009). Como muchos otros sistemas lacustres su balance hídrico puede estar fuertemente determinado por los aportes subterráneos (Manzano et al. 2002; Álvarez Cobelas, 2006).

En la **cuenca del Ebro** la implantación de la DMA ha traído consigo la realización de numerosos estudios en humedales y lagos, encaminados a caracterizarlos bajo esta nueva perspectiva. Previamente a la llegada de esta directiva, se realizó un inventario de las zonas húmedas a nivel nacional (MIMAM, 1990), que fue posteriormente actualizado (Actualización del Inventario de Zonas Húmedas. Banco de datos, 1996). La Confederación Hidrográfica del Ebro por su parte ha continuado con esta actualización y a día de hoy hay catalogados más de 1100 humedales en la cuenca del Ebro (Pintor et al., 2009). Sin embargo, no todos los humedales incluidos en este catálogo entran en el ámbito de acción de la DMA, por lo que se debió realizar una selección previa de los que se pueden considerar “masa de agua” según la directiva (CHE, 2006). Se escogieron aquellos cuya superficie fuese mayor a 50 ha o en el caso de ser menor, fuese mayor a 8 ha con una profundidad superior a 3 m. También se seleccionaron lagos y humedales con especial interés y significación como espacios incluidos en la lista RAMSAR y espacios declarados Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) o Lugar de Interés Comunitario (LIC) por la Red Natura 2000. Con esta metodología se identificaron 114 masas de agua de la categoría lago, y se procedió a su clasificación. En el trabajo realizado por CEDEX (2008), para clasificar los lagos españoles se identificaron 30 categorías de las que 16 están presentes en la cuenca del Ebro.

Para poder alcanzar el buen estado de las masas de agua para el año 2015 como establece la DMA, previamente hay que determinar su estado actual. Esta determinación debe hacerse por comparación de su estado actual con su estado de referencia o inalterado. Para cada tipo de masa perteneciente a la categoría de lago se seleccionaron los que cumplían la condición de sistema lacustre inalterado o poco afectado por la acción humana. Así se constituyó la Red de Control de Referencia de la cuenca del Ebro, compuesta por 20 lagos, de los cuales 10 se encuentran en Aragón. Estos son el Ibón Grande y la Aigüeta de Batisielles, Ibones altos e inferior de Brazato, Ibón de Anayet, Ibón de Astún, Lagunas de Gallocanta, Lagunas de Guialguerrero, Saladas de Chiprana y la Laguna Grande de Estaña, siendo esta última el objeto de estudio de la presente tesis.

Para la realización de esta tesis doctoral, se han tomado como referencia investigaciones actuales en materia de humedales, como los trabajos realizados en la Universidad de Waterloo (Canadá), donde actualmente existen grupos dedicados a la investigación hidrogeológica en humedales, y en concreto, al estudio del movimiento de los contaminantes orgánicos e inorgánicos en la zona ripariana mediante la aplicación de técnicas hidroquímicas e isotópicas para la identificación de la fuente de contaminación. Para poder conocer dichas técnicas se realizó una estancia de investigación de tres meses en el Departamento *Earth and Environmental Sciences* gracias a la financiación del IGME y a la ayuda facilitada por el profesor D. Ramón Aravena.

Por otro lado, un ejemplo de la creciente actividad investigadora en el campo de los humedales en nuestro país es el proyecto que se ha llevado a cabo por parte del Instituto Geológico y Minero de España (2004-2009) “Caracterización hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: Sistema hidrogeológico de la Laguna de Fuente de Piedra (Málaga)” (Heredia et al. 2009b) así como las investigaciones realizadas en el Espacio Natural de Doñana por la Universidad Politécnica de Cataluña y la Universidad Politécnica de Cartagena.

1.3 MOTIVACIÓN

La motivación que ha llevado a elegir las Lagunas de Estaña como marco de actuación de esta tesis parte del interés tanto de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), como del Departamento de Medio Ambiente del Gobierno de Aragón (DGA), por conocer el origen y funcionamiento hidrológico e hidrogeológico de este humedal con objeto de mejorar su gestión. Asimismo, las Lagunas de Estaña se encuentran en una zona de elevado interés geomorfológico con la presencia de hábitats de interés especial y de aves que viven o se reproducen aquí, lo que ha motivado su inclusión en la lista de Lugares de Importancia Comunitaria por la Red Natura 2000 o Directiva de Hábitats de la Unión Europea (Directiva 92/43/CEE). Además, son el complejo de lagunas kársticas más importante de la Comunidad Autónoma de Aragón.

El marco de las Lagunas de Estaña tiene además un gran interés desde un punto de vista geológico estructural e hidrogeológico, ya que constituye un caso único de acuífero kárstico en materiales evaporíticos y carbonáticos en relación con tectónica salina (área de investigación en auge en los últimos tiempos en contraposición a la tectónica clásica). La tectónica salina a su vez está relacionada con

algunas actividades económicas como la exploración de petróleo, minería y depósitos de residuos.

Por otro lado, este humedal forma parte de la Red de Control de Referencia de la cuenca del Ebro, como humedal de referencia en el marco de la DMA del tipo laguna pequeña hipogénica de origen kárstico en relación con materiales evaporíticos en las Sierras Marginales Pirenaicas.

A pesar de todos estos motivos, hasta el inicio de la presente tesis apenas existía información previa ni antecedentes de estudios hidrogeológicos en las Lagunas de Estaña. Tampoco existía una clara definición de los límites hidrogeológicos ni una cartografía geológica previa de detalle; no había series de datos de precipitación y temperatura, evolución de la lámina de agua en las lagunas, hidroquímica, ni de caudal en los principales manantiales. Además, no existía acceso directo a las aguas subterráneas próximas a las lagunas, por lo que no era posible conocer la piezometría ni su composición. Todo ello ha supuesto la necesidad de generar toda esta información, con una importante inversión de tiempo y recursos económicos (perforación de sondeos, instalación de piezómetros, instalación de la infraestructura necesaria y su puesta a punto, realización de análisis químicos e isotópicos...). La mayor parte de dicha inversión ha sido posible gracias al Proyecto de I+D del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) *“Funcionamiento hidrológico de humedales relacionados con las aguas subterráneas en la cuenca del Ebro”* (2007-2010).

1.4 OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis es establecer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña. Para lograr este objetivo se han de alcanzar los siguientes objetivos parciales:

- Elaborar un modelo geológico que integre la cartografía geológica de detalle, campañas geofísicas (tomografía eléctrica y sondeos de resonancia magnética) y testificación geológica de los sondeos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña.
- Identificar y caracterizar el acuífero próximo a las lagunas y evaluar la posible conexión entre el acuífero principal a escala regional (Sinclinal de Estopiñan) y las Lagunas de Estaña.

- Investigar el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña, evaluando los posibles aportes y/o salidas subterráneas, así como identificando los principales procesos hidrogeoquímicos e isotópicos existentes.

En definitiva, como se ha comentado anteriormente, elaborar un modelo hidrogeológico conceptual que integre toda la información geológica, geofísica, piezométrica, hidrogeoquímica e isotópica previamente obtenida con la finalidad de conocer el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Esto permitirá determinar las relaciones entre el agua subterránea y las lagunas existentes en condiciones naturales para poder establecer previsiones de evolución bajo distintos escenarios de gestión y ante posibles cambios ambientales naturales y/o antrópicos.

1.5 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio en sentido amplio, se sitúa al este de la provincia de Huesca (NE de España), en el sector oriental del Prepirineo aragonés, entre las comarcas de Litera Alta y la Baja Ribagorza, unos 15 km al sur de la población de Benabarre. Se encuentra limitada al oeste por la Sierra Carrodilla y al este por la Sierra del Montsec. Desde un punto de vista hidrográfico se encuentra entre las cuencas de los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. El relieve medio está comprendido entre los 650 y 1000 msnm, destacando varias alineaciones montañosas como la Sierra de San Quílez al suroeste, cuya cota máxima alcanza los 1100 msnm

Presenta una extensión aproximada de 178 km², englobando las localidades de Purroy de la Solana, Castillo del Pla, Pilzán, Saganta, Camporrells, Estopiñán del Castillo y Estaña (Figura 1.3). La zona se caracteriza por ser predominantemente agrícola (cereales y cultivos de secano) y ganadera (porcino y ovino). En este contexto destacan las Lagunas endorreicas de Estaña, de especial interés hidrogeológico y ecológico.

Las Lagunas de Estaña son unas lagunas de origen kárstico situadas en las proximidades de Estaña, en torno a los 670 msnm. Se diferencian dos lagunas principales, una superior, más pequeña y topográficamente más alta (Laguna Pequeña o Estanque de Arriba; Figura 1.4) y otra de mayores dimensiones situada a una cota inferior (Laguna Grande o Estanque Grande de Abajo; Figura 1.5). La Laguna Grande tiene una longitud aproximada de 680 m y una anchura de unos 270 m en su zona más amplia. Presenta paredes muy verticalizadas y un umbral en su zona central quedando dividida en dos cubetas con profundidades actuales de 9 y 16 m. En épocas

de sequía, este umbral puede quedar al descubierto apreciándose una morfología en forma de uvala. Esta laguna se encuentra conectada con la Laguna Pequeña (de profundidad aproximada de 7 m) mediante un dren artificial en parte obstruido en la actualidad.



Figura 1.3. Situación geográfica de la zona de estudio.

Constituyen un espacio protegido por la Red Natura 2000 considerado como Lugar de Interés Comunitario (LIC). La Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) ha realizado recientemente una tipificación de lagos y humedales en coherencia con el sistema A del Anexo II de la DMA y con los criterios adoptados por el CEDEX en España. Según esta clasificación, las Lagunas de Estaña constituyen un humedal de origen hipogénico, con hidroperiodo permanente poco fluctuante, representativo de los tipos humedal de cuenca de sedimentación kárstico (CHE 2005). Según la clasificación recogida en el Anexo XI, las Lagunas de Estaña se sitúan en la región ecológica 1-ibérico-macaronésica.

El humedal parece encontrarse próximo a su estado natural, reuniendo las condiciones hidromorfológicas, biológicas y fisicoquímicas específicas de “*buen estado ecológico*” del tipo de humedal que representa y se podría considerar como un humedal de referencia. Por este motivo es fundamental su estudio y protección.

Se ha planteado como hipótesis de su origen procesos de disolución que afectan a los materiales salinos de las facies triásicas, dando lugar a las lagunas a partir de dolinas de colapso (López-Vicente, 2007). Existen morfologías similares que pueden observarse en las cercanías de las lagunas sobre los materiales del Muschelkalk.

Las lagunas se encuentran ubicadas sobre materiales cuaternarios procedentes tanto de los procesos de relleno de estas dolinas, como de los propios depósitos endorreicos y lagunares producidos por la sedimentación de la laguna durante el Holoceno. Existe constancia histórica de que las mismas han presentado en diversos periodos una extensión mayor que la actual (Morellón *et al.*, 2007). La contaminación difusa por sustancias fitosanitarias procedentes de las actividades agrícolas, así como una posible contaminación puntual por actividades ganaderas, son las principales presiones a las que se encuentran expuestas las lagunas.



Figura 1.4. Laguna Pequeña o Estanque Pequeño de Arriba



Figura 1.5. Laguna Grande o Estanque Grande de Abajo

1.6 ANTECEDENTES

Los primeros antecedentes en cuanto a la hidrogeología de la región datan de la década de los años 80. En DGA (1985) y en ITGE (1986) se realiza el primer trabajo de carácter general que aporta datos de campo y un inventario de puntos de agua, se realizan diferentes campañas de control hidrométrico y se estudia la calidad del agua. Asimismo, el ITGE realiza trabajos de carácter local en relación con pequeños abastecimientos urbanos, como el *“Estudio hidrogeológico para abastecimiento urbano a la localidad de Estopiñán del Castillo”* (1989). En esta época, Sancho (1988) analiza los aspectos genéticos y evolutivos del Polje de Saganta y sus principales características morfológicas, poniendo de manifiesto procesos de disolución kárstica, así como acumulación de tobas y travertinos.

En 1994, el Ministerio de Industria y Energía en colaboración con el IGME publica el *“Estudio de las aguas mineromedicinales, minero-industriales, termales y de bebida envasadas en la Comunidad Autónoma de Aragón”* (IGME, 1994a), en el que se recopila un inventario de los principales puntos de agua y sus características, incluyendo los manantiales del Molar y el Balneario de Camporrells. Más reciente es el *“Proyecto de puesta en riego de la Litera Alta”* (CHE, 2000), en el que se investigan las posibilidades de explotación de las serranías más meridionales y se realiza un ensayo de bombeo de larga duración. Posteriormente, se elabora el *“Estudio de recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen izquierda de la cuenca del Ebro. Zona oriental”*, para el Plan Hidrológico de Cuenca (CHE, 2002). Este incluye una caracterización hidrogeológica general de los materiales triásicos, jurásicos, cretácicos, eocenos y cuaternarios de la Unidad de Litera Alta y comenta brevemente la existencia de varias lagunas de naturaleza endorreica en las inmediaciones de Estaña, planteando su desarrollo como favorecido por los niveles poco permeables del Triásico. Este trabajo concluye con la identificación de los materiales carbonatados cretácicos como el acuífero más importante a nivel regional, tanto por su extensión como por su espesor, al que se asocian las descargas más importantes.

En el año 2004 dentro del Curso Internacional de Hidrología Subterránea de Barcelona (CIHS) se realiza el *“Estudio hidrogeológico del Sinclinal de Estopiñán (Huesca)”* (Villa y Gracia, 2004), que incluye una campaña de medidas de niveles y una piezometría preliminar, así como una primera interpretación hidrogeoquímica, concluyendo que se trata de un acuífero kárstico multicapa con tres subunidades (Cretácico, Paleoceno y Eoceno) conectadas hidráulicamente con una dirección

predominante del flujo subterráneo NO-SE condicionada por la tectónica local. En el mismo año, Cuchí (2004), realiza un breve informe sobre las características y problemas de este acuífero, poniendo de manifiesto la vulnerabilidad del medio kárstico y planteando un método numérico para su cálculo. Por último, en 2007, se realiza la “Actualización del estudio hidrogeológico del Sinclinal de Estopiñán (Huesca)” en el marco del mismo curso CIHS (González y Oliván, 2007), mejorando el estudio piezométrico y aportando un primer balance aproximado en el Sinclinal de Estopiñán.

En cuanto a la primera publicación que hace referencia al estudio de las Lagunas de Estaña, esta se remonta a Ávila *et al.* (1984), donde se resumen datos sobre la composición química, fitoplancton y zooplancton en la Laguna Grande entre febrero de 1979 y marzo de 1980. Además, se presenta una sencilla batimetría y se define el carácter monomítico de esta laguna. Trabajos posteriores de Montesinos E. *et al.* (1983), Esteve *et al.* (1983, 1992), Guerrero R. *et al.* (1985, 1986), Gaju (1992), Miracle *et al.* (1992), Wansard *et al.* (1998), Riera *et al.* (2006) y Martínez *et al.* (2007), hacen referencia a las características microbiológicas de la Laguna Grande de Estaña.

Las publicaciones más recientes en torno a las Lagunas de Estaña aparecen en “*Establecimiento de condiciones de referencia y redefinición de redes en la cuenca del Ebro según la Directiva 2000/60/CE*” (CHE, 2006) donde se identifican los lagos y humedales a incluir como masas de agua en el ámbito de la DMA con la intención de establecer el estado ecológico de estos y definir un plan de seguimiento. De esta forma, entre 2007 y 2008, la Confederación Hidrográfica del Ebro con el objetivo de calcular el volumen, el tiempo de residencia y la tasa de renovación del agua en los lagos pertenecientes a las redes de control, realiza batimetrías en 10 lagos de referencia representativos de las tipologías más características de esta comunidad y lo publica en la revista Naturaleza Aragonesa con el título “*Batimetrías de lagos aragoneses*” (Pintor *et al.*, 2009). En este trabajo se incluye la batimetría de la Laguna Grande de Estaña, representativa de la tipología lago kárstico hipogénico o mixto pequeño en relación con evaporitas. En López-Vicente *et al.* (2006, 2007, 2008), se modeliza la pérdida de suelo en la cuenca endorreica de Estaña y se identifican los periodos erosivos en la misma. Por otro lado, Morellón *et al.* (2007 y 2008) realizan una reconstrucción paleohidrológica y climática del Holoceno a partir del registro sedimentario en la Laguna Grande de Estaña.

La presente tesis constituye el primer estudio de carácter hidrogeológico en el entorno de las Lagunas de Estaña, y pretende ser un documento de referencia centrado en el estudio del papel de las aguas subterráneas en el funcionamiento hidrogeológico de las lagunas.

1.7 METODOLOGÍA

En este apartado se presenta una síntesis de la metodología aplicada durante la tesis. Aunque no se aplica ninguna metodología nueva o novedosa, se trata de una tesis metodológica, por lo que la metodología y técnicas específicas empleadas en esta investigación se describen en detalle en los capítulos correspondientes.

La metodología de trabajo aplicada en esta investigación ha ido precedida por la recopilación de la bibliografía previa disponible tanto en el área de estudio como en otras zonas de características similares. Se comenzó seleccionando toda la información existente de la Masa de Agua Subterránea de Litera Alta, incluyendo un inventario de puntos de agua, datos de niveles piezométricos e hidrometría, análisis químicos, datos de precipitación y temperatura diarios de las estaciones meteorológicas cercanas (Benabarre, Purroy de la Solana, Camporrells y Barbastro), así como la cartografía geológica MAGNA a escala 1:50.000 actualizada. En este apartado se diferencian los siguientes apartados principales: métodos de campo, métodos de laboratorio y métodos de gabinete.

1.7.1 MÉTODOS DE CAMPO

Entre los años 2007 y 2010 se han realizado diversas campañas de reconocimiento y muestreo en campo, en las que se han llevado a cabo tareas muy variadas, como son: a) toma de datos de buzamiento y elaboración de una cartografía geológica de detalle; b) aplicación de métodos geofísicos (perfiles de tomografía eléctrica y resonancia magnética nuclear); c) perforación de cinco sondeos de investigación en las inmediaciones de las lagunas instalados como piezómetros, así como control periódico de su nivel piezométrico; d) testificación geofísica en el interior de dichos piezómetros (gamma natural, resistividad de la formación, temperatura y conductividad del agua), e) instalación de una estación meteorológica y tanque de evaporación en la orilla SE de la Laguna Grande (medida diaria de precipitación, temperatura, velocidad y dirección del viento, humedad relativa y evaporación en lámina libre); f) instalación de dispositivos para el control continuo tanto de la lámina de agua en las lagunas como de los caudales en los manantiales principales; g) ensayos de inyección en los piezómetros de investigación; h) toma de muestras de

suelo en las proximidades de las lagunas. i) medidas de parámetros de campo en las aguas muestreadas (pH, conductividad eléctrica, temperatura del agua, Eh, oxígeno disuelto); j) toma de muestras de agua de lluvia, subterránea y superficial para análisis químico (elementos mayoritarios) e isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H); k) registros multiparámetros en profundidad en lagunas y piezómetros (temperatura, conductividad eléctrica, pH, Eh y oxígeno disuelto).

A continuación se explica con mayor detalle la metodología correspondiente tanto a las técnicas geofísicas empleadas como a las medidas de parámetros fisico-químicos realizados en el campo. El resto de la metodología y técnicas empleadas en esta investigación se describen en detalle en los capítulos correspondientes.

Técnicas geofísicas

Las técnicas geofísicas aplicadas en este estudio corresponden a perfiles de tomografía eléctrica (ERT), sondeos de resonancia magnética nuclear (MRS) y testificación geofísica en los sondeos, cuyo objetivo ha sido proporcionar información geofísica para desarrollar un modelo hidrogeológico que permita determinar las relaciones entre el agua subterránea y las lagunas y establecer límites hidrogeológicos en su entorno. Estos trabajos se llevaron a cabo por el grupo de geofísica del IGME en colaboración con la Unidad del IGME en Zaragoza en el verano de 2008 y 2009.

Para la medición de los perfiles de tomografía eléctrica (ERT) se ha utilizado el sistema LUND ABEM, propiedad del IGME. En la mayor parte de los casos se ha utilizado un espaciado entre electrodos de 15 m, habiéndose medido con los dispositivos Wenner y Slumberger. La matriz de Wenner es más sensible a las variaciones verticales de resistividad (Loke 2000) mientras que la de Schlumberger es mejor para definir los cambios verticales y horizontales en la resistividad y para obtener información a una profundidad máxima de 150 m. Las coordenadas y cotas de puntos singulares se han tomado con GPS (sin corrección diferencial).

Para la inversión de los datos de campo y la obtención de las secciones de resistividad finales se ha empleado el programa RES2DINV v 3.46b de M.H. Loke. Durante el procesado de datos se eliminaron los puntos de medida con un error superior al 5% y en la inversión se ha tenido en cuenta el perfil altimétrico de la topografía. Los parámetros empleados en la inversión han sido los mismos para todos los perfiles empleando el algoritmo “robust constrain”. Algunos perfiles se han situado

alrededor de las lagunas y otros conectan las lagunas con el Sinclinal de Estopiñán, con las limitaciones impuestas por la vegetación y la topografía del sitio.

Se ha aplicado la MRS ya que es el único método geofísico que detecta desde la superficie la presencia de agua libre en el subsuelo. En esta investigación se ha utilizado el equipo NUMIS Plus de Iris. Las observaciones se registraron en 18 estaciones (verano de 2008 y 2009) alrededor de los lagos y hacia los afloramientos de roca cretácicas del Sinclinal de Estopiñán. Se utilizaron diferentes tamaños de antena de 50 a 150 m de longitud de lado de acuerdo con las limitaciones del terreno, lográndose excelentes condiciones de señal / ruido. La inversión de los datos se realizó con el software SAMOVAR v6.2 de Iris.

Una vez finalizada la perforación de los piezómetros se ha llevado a cabo la testificación geofísica por parte de la Compañía IGT para el IGME. Para ello se ha empleado el instrumento RG Micrologger II (SN 4082) registrándose los parámetros siguientes: radiación gamma natural (GN) en cps mediante sonda GCT SN 1479; resistividad de la formación (R) en Ohm.m mediante sonda de Induction probe SN 2052; conductividad del agua (C) en mS/cm mediante sonda GCT SN 1479 a la temperatura ambiente y temperatura del agua (T) en °C mediante sonda GCT SN 1479. La velocidad de registro en bajada (sonda 1479) o en subida (sonda 2052) fue de 3 m/min en todos los piezómetros. Los valores de conductividad eléctrica se han corregido a 25°C mediante la ecuación $C_{25} = 46.5 \cdot C / (T + 21.5)$. El cálculo de la salinidad S (grs/l de ClNa equivalente) se ha hecho mediante la expresión $S = 0,437001321 \times C_{25}^{1,091302134}$, obtenida mediante calibración de la sonda con soluciones patrón. Los valores de conductividad del terreno Cf se han convertido a unidades de resistividad en ohm.m $R = 1000 / C_f$.

Información ampliada acerca de la metodología geofísica y de su aplicación en las inmediaciones de las Laguna de Estaña puede encontrarse en los documentos internos del IGME *“Informe de las actividades geofísicas efectuadas en 2008 en las Lagunas de Estaña (Huesca)”* (nºSID IGME 63784) e *“Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnética nuclear, perfiles de resistividad y testificación de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca) 2010”*, así como en Pérez-Bielsa et al. (2011).

Medidas físico-químicas en campo.

Durante el muestreo de las aguas subterráneas y lagunas se ha realizado la medida “in situ” de la conductividad eléctrica, pH, temperatura del agua, Eh y oxígeno disuelto. Las medidas de pH y Eh se han llevado a cabo con un pHmetro de la marca CRISON con sensor de temperatura, previamente calibrado siempre antes de empezar la jornada de campo. Para la medición de la conductividad eléctrica se ha utilizado un conductímetro con sensor de temperatura también de la marca CRISON. La temperatura de las muestras de agua se ha medido con un termómetro de alcohol, además de con el propio pHmetro y conductímetro.

Asimismo se realizaron perfiles de conductividad y temperatura en las lagunas y los piezómetros mediante dos sondas, una de la marca Solinst y otra de la marca SEBA. Estas se sustituyeron desde agosto de 2008 por una sonda multiparámetrica con medida de temperatura, conductividad eléctrica, pH, Eh y oxígeno disuelto de la marca SEBA.

1.7.2 MÉTODOS DE LABORATORIO

A continuación se explican las técnicas y metodologías aplicadas para el análisis químico e isotópico de las muestras de agua de lluvia, subterráneas y lagunas en los laboratorios del IGME y CEDEX respectivamente.

Análisis químicos

Los análisis hidroquímicos se han realizado en el Laboratorio de Aguas del IGME en Tres Cantos (Madrid), y comprenden las siguientes determinaciones: pH, conductividad eléctrica, residuo seco a 180° C, DQO, TOC, CO₂, sodio, potasio, calcio, magnesio, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, carbonatos, nitratos, nitritos, amonio, fosfato y sílice, además de bromuro en algunos casos. Los procedimientos técnicos que emplean en cada caso son los siguientes; la medición de pH y conductividad eléctrica se realiza mediante electrometría (pHmetro HM modelo 781 y CRISON modelo MICRO CM2201 respectivamente); la DQO-oxidabilidad por volumetría mediante ebullición en medio ácido y valoración con permanganato potásico; los cloruros, sulfatos, bicarbonatos, nitratos, amonio, sílice, calcio y magnesio por absorción molecular en flujo continuo mediante autoanalizador ALLIANCE modelo INTEGRAL PLUS; sodio y potasio, mediante espectrometría de absorción atómica con equipo VARIAN modelo SPECTRA AA 220; carbonatos por volumetría; el residuo seco a 180° C por gravimetría; el TOC por el método UNE-EN1484 con un analizador de carbono orgánico total Shimadzu modelo TOC-VcpH; el CO₂ generado se detecta

mediante un analizador de infrarrojos; y el bromuro, mediante cromatógrafo iónico METROHN modelo 881.

Análisis isotópicos

Todos los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H se han realizado en el Laboratorio de Técnicas Isotópicas del CETA-CEDEX (Madrid). El análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se realiza mediante un espectrómetro de masas (IMRS) modelo Delta Plus Advantage de la marca Finnigan MAT. La composición isotópica del oxígeno se realiza por la técnica de equilibrado de agua- CO_2 y en la misma secuencia se equilibra agua- H_2 puro con un catalizador de platino para la medida de deuterio. Las desviaciones estándar que se obtienen varían entre 0,05‰ y 0,1‰ en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ y es de 1,5‰ en el caso del $\delta^2\text{H}$. Los estándares de laboratorio son regularmente calibrados con los patrones internacionales (CEDEX, 2007).

Debido a las bajas concentraciones de tritio que se encuentran en las aguas naturales su medida solo es posible mediante un proceso de concentración, que se realiza por vía electrolítica. Mediante este proceso, se somete a electrólisis un volumen de agua de 500 ml y el proceso se interrumpe cuando el volumen de agua remanente es de unos 12 ml. En este volumen se encuentra aproximadamente el 80% del tritio que inicialmente contenían los 500 ml. Posteriormente las medidas se realizan en el contador de centelleo líquido Tri-Carb 2560 TR/XL fabricado por Packard Instruments. Este contador está diseñado para la medida de niveles muy bajos de radiactividad y está provisto del circuito programable TR-LSC (Time-Resolved Liquid Scintillation Counting) para reducir el fondo en la cuantificación de muestras ambientales utilizando la técnica de la eliminación de fondo mediante los alter-pulses. El valor del circuito programable puede variar entre 100 y 800 ns (CEDEX, 2007).

1.7.3 MÉTODOS DE GABINETE

Se ha realizado una recopilación y revisión de la bibliografía existente referente a la Geología, Hidrogeología, Climatología, Edafología, usos del suelo, etc, de la zona de estudio. La mayor parte de estos trabajos han sido realizados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) y organismos públicos como el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) o la Estación Experimental de Aula Dei (CSIC). De igual modo, se han recopilado los datos históricos de caudal, niveles piezométricos, análisis químicos, ensayos de bombeo y columnas litológicas de sondeos. En la mayor parte de los casos dicha información se ha obtenido también de diversos informes y bases de

datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). Toda la información obtenida de las diferentes fuentes citadas ha sido analizada e interpretada.

Los datos meteorológicos han sido facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La información suministrada corresponde principalmente a datos diarios de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas próximas al área de estudio. Además, se ha elaborado la información suministrada por la estación meteorológica de Estaña, instalada por el IGME en el año 2007 en el marco de esta tesis.

Apoyado por la cartografía geológica y geofísica realizada se ha estudiado la continuidad de los materiales triásicos en superficie y profundidad, así como la posible conexión entre el Sinclinal de Estopiñán y las Lagunas de Estaña. Ello ha permitido establecer cortes geológicos e hidrogeológicos que ayudan a comprender la geometría y funcionamiento del acuífero existente en el entorno de las Lagunas de Estaña. Cabe destacar, como una de las aportaciones más novedosas de esta tesis, la aplicación conjunta de la resonancia magnética nuclear (MRS) y tomografía eléctrica (ERT) para el estudio hidrogeológico de un humedal hipogénico de origen kárstico. Además, se ha realizado un análisis espacial y temporal de los datos hidrométricos y piezométricos disponibles.

La infraestructura de control implementada durante el desarrollo de esta tesis ha permitido, por primera vez, la realización de balances hídricos en las lagunas. Para ello se han aplicado tres métodos de balance distintos: volumétricos, químicos (cloruros) e isotópicos. Además, se ha evaluado la recarga mediante la aplicación de un método hidrológico (balance de agua en el suelo) y otro químico (balance de cloruros)

Se ha realizado una caracterización hidrogeoquímica e isotópica tanto a nivel regional como local, apoyada por diferentes representaciones gráficas, relaciones iónicas y cálculo de índices de saturación. Para ello se ha tenido en cuenta la composición química e isotópica de la precipitación, aguas subterráneas y lagunas. Todo ello ha permitido identificar los procesos hidrogeoquímicos principales así como conocer el funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

Toda la información anteriormente comentada ha sido analizada, interpretada e integrada estableciendo, por primera, un modelo de funcionamiento hidrogeológico conceptual para las Lagunas de Estaña. Finalmente, una síntesis de toda la información anteriormente citada ha quedado reflejada en la presente Memoria.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

En este capítulo se hace una caracterización geológica e hidrogeológica regional, centrando el estudio del humedal de las Lagunas de Estaña dentro de un marco hidrogeológico más amplio y que tiene como principal objetivo determinar el origen de las lagunas, así como su posible relación con la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán. Dado que no constaban antecedentes de estudios hidrogeológicos en las Lagunas de Estaña, no existía una definición clara de los límites hidrogeológicos, por lo que se ha comenzado trabajando con unos límites más amplios.

En la primera parte del capítulo se presentan las principales características geológicas, estratigráficas y sedimentarias de los materiales existentes en la zona. En la segunda parte se definen los límites hidrogeológicos iniciales de la zona de estudio, se presenta un inventario de puntos de agua y definen las unidades hidrogeológicas principales. Se analiza la evolución de los niveles piezométricos, se confeccionan mapas de isopiezas y se presentan los parámetros hidráulicos del acuífero principal además de realizar una caracterización hidroquímica e isotópica regional. Además, se explica la instalación de dispositivos para la medida en continuo de los caudales en los manantiales principales, que aportan una información fundamental sobre el comportamiento del acuífero. Con todo ello se propone un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico a escala regional.

2.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se localiza en la Cordillera Pirenaica, situada al norte de la Península Ibérica y que se extiende desde el Cabo de Creus en Cataluña, hasta Galicia (Barnolas y Pujalte, 2004). Su geología es el resultado de los procesos sedimentarios, tectónicos, paleogeográficos y paleoclimáticos ocurridos en el borde septentrional de la Placa Ibérica (fundamentalmente por su interacción con la placa Europea y su deriva latitudinal) desde finales del Paleozoico, durante la Orogenia Alpina (Cretácico-Mioceno) y hasta la actualidad (Barnolas y Pujalte, 2004). El orógeno forma una cadena lineal constituida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de

dirección ONO-ESE, flanqueados por la cuenca de Aquitania al N y del Ebro al S (Soto, 2003).

La zona de estudio se localiza en la vertiente sur de los Pirineos y más concretamente en la parte suroccidental de la Unidad Surpirenaica Central (USPC) (Séguret 1975), en la Lámina de las Sierras Marginales y cerca de su terminación occidental y zona de enlace con las Sierras Exteriores (Martínez-Peña y Pocoví 1988) (Figura 2.1.).



Figura 2.1. Esquema geológico del Pirineo ístmico. El área de estudio se localiza en la Unidad Surpirenaica Central (USPC) al norte de la cuenca del Ebro (modificado de Pueyo et al. 1999).

La orientación de las principales estructuras en el área de estudio es NNO-SSE, oblicua con respecto a la dirección general ONO-ESE de los Pirineos y viene determinada por su relación con las rampas oblicuas del límite O de la USPC. La Lámina de las Sierras Marginales presenta materiales del Triásico medio y superior, Jurásico (conservado solo en algunas láminas), Cretácico superior y Paleógeno, con un espesor total de entre 300 hasta más de 2000 m (Millán 2000). Dentro de la USPC, el espesor de la cobertera Mesozoica en la Lámina de las Sierras Marginales es mucho menor que en la Lámina del Montsec, unidad situada inmediatamente al norte (Teixell y Muñoz 2000). Esta disminución de espesor es la responsable de la compleja

estructura de las Sierras Marginales, que consta de numerosos retrocabalgamientos, cabalgamientos fuera de secuencia y estructuras oblicuas que despegan a favor de los materiales del Triásico medio y superior (Millán 2000).

El emplazamiento inicial de las Sierras Marginales se produjo entre el Eoceno inferior y superior. Durante el Eoceno superior-Oligoceno tuvo lugar una etapa de deformación posterior (Vergés y Muñoz 1990; Muñoz 1992). Martínez-Peña (1991) identifica hasta cinco láminas de cabalgamiento en la zona de enlace entre la Lámina de las Sierras Marginales y las Sierras Exteriores (Figura 2.2.): Mediano, Naval, Pueyo de Barbastro, Sierras Marginales y San Esteban de Litera. Estas están limitadas por un conjunto de cabalgamientos deducidos a partir de datos de superficie, sondeos profundos y de la interpretación de perfiles sísmicos.

El desplazamiento de estas láminas de cabalgamiento se ha realizado por despegue sobre los materiales arcillosos y evaporíticos triásicos que de esta manera limitan las láminas por su base y frontalmente. Este hecho es de gran interés hidrogeológico, ya que las arcillas y evaporitas triásicas poco permeables pueden desconectar e independizar hidráulicamente las distintas láminas de cabalgamiento mesozoicas (Figura 2.2.). La lámina de las Sierras Marginales muestra unas directrices NO-SE a ONO-ESE de oeste a este. Al N limita con el cabalgamiento frontal de la lámina de Mediano. Hacia el O, su límite con las láminas de Naval y San Esteban de Litera está constituido por una rampa lateral de orientación NO-SE, que desde el pico Cogulla se prolonga hacia el SE englobando la escama de Zurita hasta enlazar con el afloramiento de Castillonroy.

La principal estructura del área de estudio es el Sinclinal de Estopiñán, situado al SO de las Lagunas de Estaña (Figuras 2.2 y 2.3). Este presenta una orientación NNO-SSE con una ligera curvatura de su eje y forma un amplio sinclinal sobre el rellano del cabalgamiento basal (Martínez-Peña 1991). Se interpreta como una estructura asociada con una rampa de cabalgamiento oblicua que une la lámina de las Sierras Marginales, con un mayor desplazamiento hacia el antepaís, con las Sierras Exteriores (Martínez-Peña y Pocoví 1988). Está rodeado por una ancha banda de materiales del Triásico medio y superior, formando un grupo de bloques de carbonatos del Triásico medio (Facies Muschelkalk) dentro de las lutitas y evaporitas del Triásico medio y superior (Facies Muschelkalk y Keuper) (Martínez-Peña 1991; Millán 2000), donde se sitúan las Lagunas de Estaña.

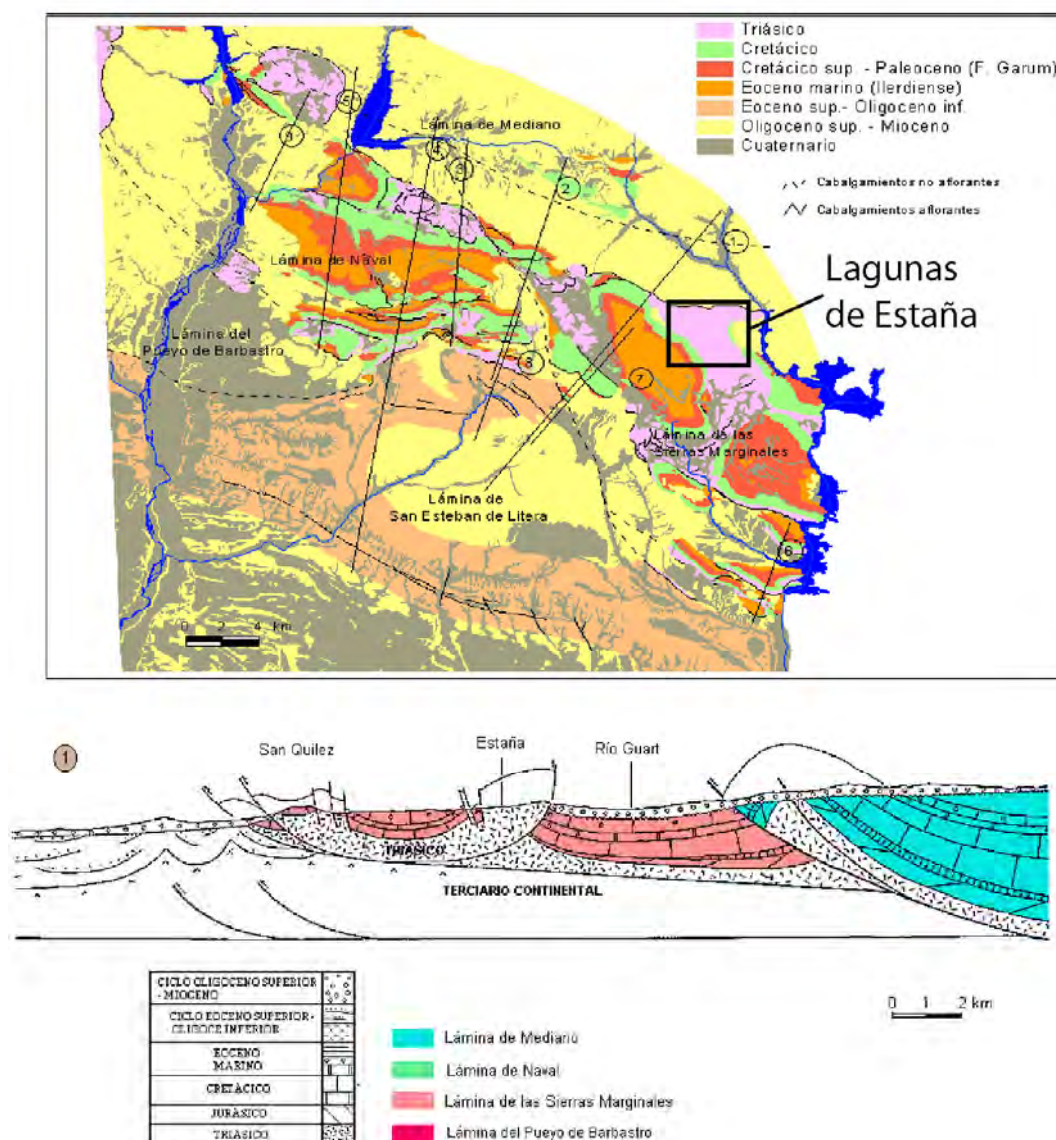


Figura. 2.2. Esquema estructural en las inmediaciones del área de estudio (modificado de Martínez, 1991; DGA-MOPU, 2006).

El Sinclinal de Estopiñán está afectado en su interior por fallas normales y fracturas de dirección NO-SE paralelas a su eje. Una de estas fallas, situada en su flanco SO, pone en contacto las lutitas y evaporitas del Triásico medio y superior que rodean la estructura con el sinclinal de San Quílez al SO, y con los conglomerados de Baells al NO. Estos conglomerados fosilizan el cabalgamiento que superpone esta lámina sobre la de Zurita. La lámina de cabalgamiento de Zurita, constituida por materiales del Trías, Cretácico y Eoceno marino muestra una serie monoclinas hacia el NE, cuya base está verticalizada o invertida. Su cabalgamiento basal pone en contacto el Mesozoico de las Sierras Marginales con los conglomerados y areniscas de la formación Peraltilla (Pocoví, 1978; Martínez-Peña 1991; Millán 2000).

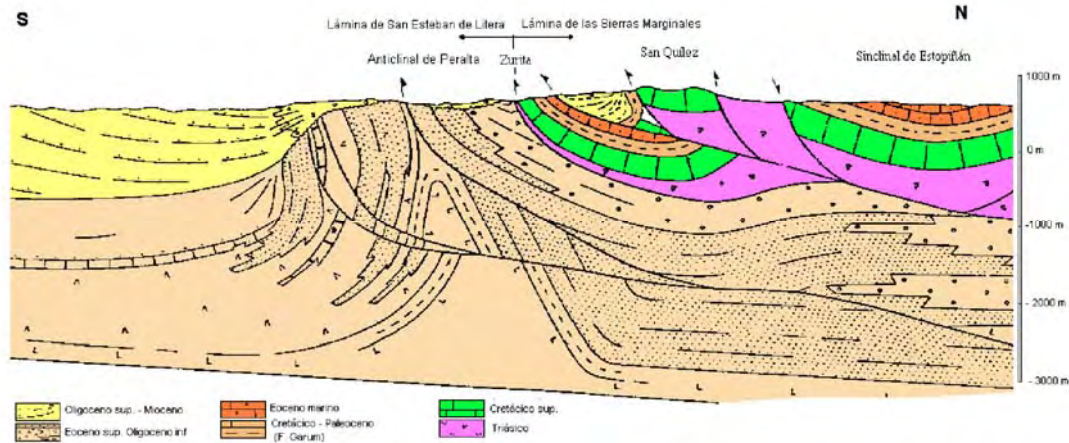


Figura 2.3. Corte geológico del contacto entre las láminas de San Esteban de Litera y Sierras Marginales (Martínez, 1991).

Los movimientos tectónicos que generaron el Sinclinal de Estopiñán son probablemente también los responsables de la aparente disposición caótica y desordenada de los bloques de materiales carbonatados de las facies Muschelkalk y su compleja relación con los materiales evaporíticos del Triásico medio y superior (M2 y facies Keuper) del entorno de las Lagunas de Estaña (Pérez et al. 2008). Estos movimientos tectónicos se relacionan con tectónica salina (Millán et al., 2000).

2.1.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA REGIONAL

Para esta tesis doctoral se ha elaborado una cartografía geológica regional actualizada a escala 1:50.000 de la zona de estudio. En esta cartografía se localizan tanto el Sinclinal de Estopiñán como las Lagunas de Estaña (Figura 2.4).

Asimismo, se ha elaborado la columna estratigráfica de detalle donde se distinguen las diferentes unidades aflorantes, se han descrito los principales materiales existentes y se han estudiado los principales rasgos estructurales. Para ello se tomaron como punto de partida las hojas de la serie MAGMA del IGME (escala 1:50.000): 288-Fonz (Teixell et al. 1994), 289-Benabarre (Olivé et al. 1995), 326-Monzón (García Senz et al. 1990) y 327-Os de Balaguer (Teixell et al. 1996, 2006). De estas cuatro hojas únicamente la hoja 327-Os de Balaguer se encuentra editada y publicada, el resto se obtuvo a partir de las últimas versiones de los borradores disponibles del IGME en formato digital. Las cuatro cartografías fueron editadas, modificadas e integradas en un Sistema de Información Geográfica mediante la utilización del código ARCGIS 8.3.

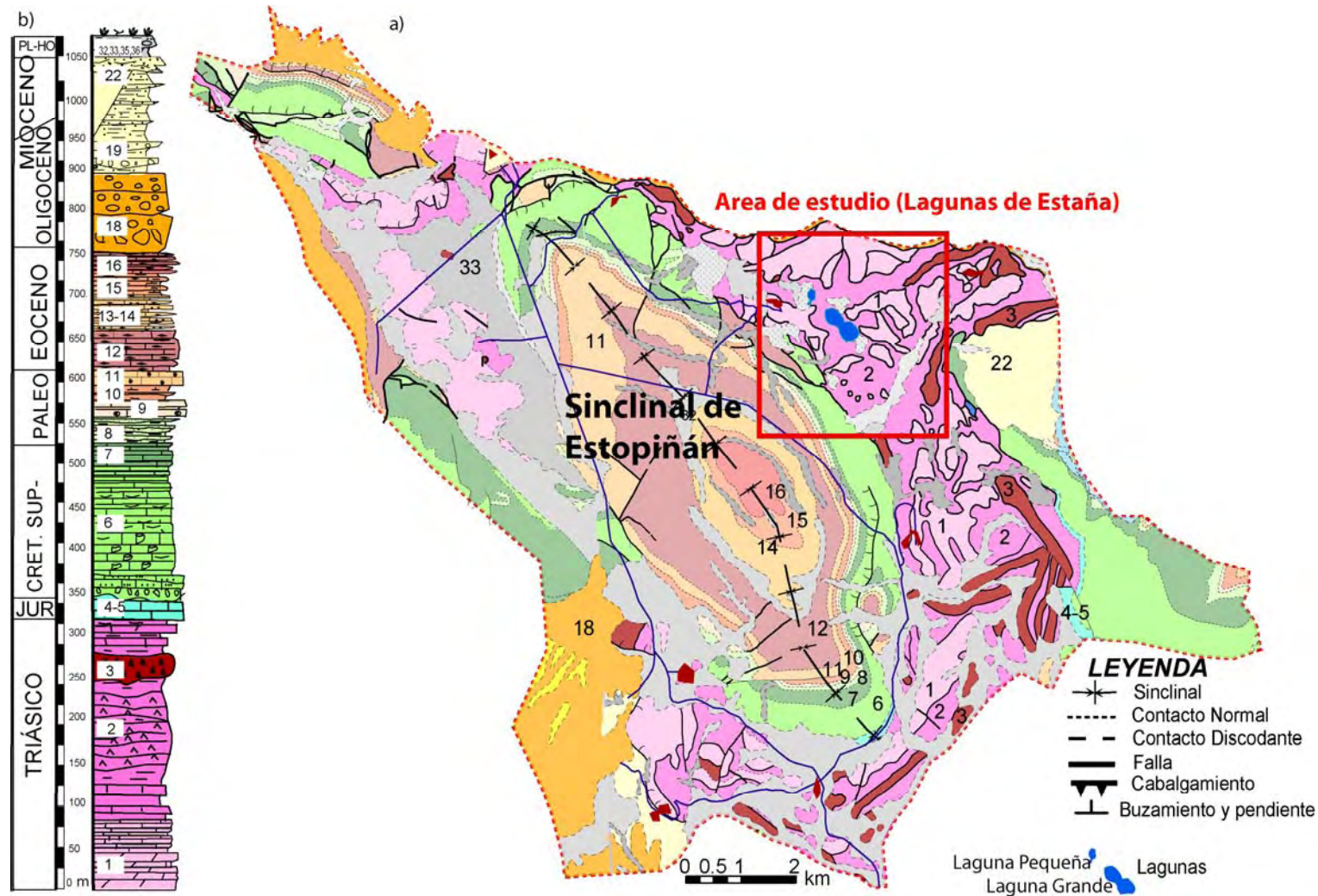


Figura 2.4 a) Mapa geológico regional del área de estudio. El cuadro rojo muestra el área de estudio local, donde se sitúan las Lagunas de Estaña. b) Columna estratigráfica simplificada donde se distinguen las diferentes unidades, 1. Calizas y dolomías, 2. Evaporitas y lutitas, 3. Doleritas (Ofitas) 4. Calizas y dolomías, 6. Areniscas y calizas con rudistas, 7. Calizas micríticas con carofitas, 8. Areniscas y arcillas (Fc. Garum), 9. Calizas y margas (Fc. Garum), 10. Lutitas, areniscas, calizas (Fc. Garum), 11. Calizas con microcodium (Fc. Garum), 12. Calizas con alveolinas, 13-14. Areniscas y calizas bioclásticas, 15. Lutitas areniscosas, 16. Lutitas, areniscas, calizas, 18. Conglomerados poligénicos, 19. Areniscas y arcilla, 22. Conglomerados, areniscas, arcilla y brechas carbonatadas, 32-33-35-36. Grava aluvial y arcilla (rellenos de dolina).

Por otro lado, con objeto de determinar con precisión la estructura del sinclinal de Estopiñán, se han tomado medidas de buzamiento en campo a lo largo de dos perfiles, corte N y corte S, realizados transversalmente a su eje (Figura 2.5). Los estereogramas (Figura 2.6) muestran la existencia de una inmersión del eje en el corte N de 6/134 SE y en el corte S de 5/340-10/340 NO, definiendo una forma de cubeta del sinclinal.

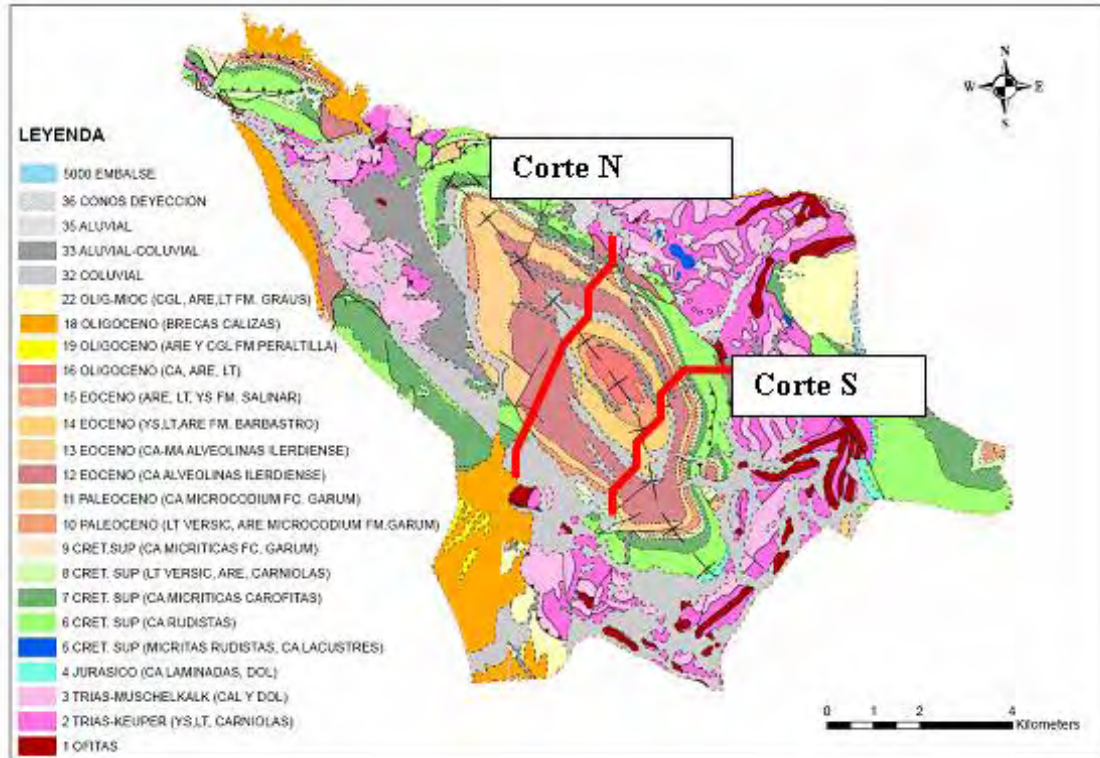


Figura 2.5. Mapa geológico donde se indican las secciones transversales a lo largo de las cuales se localizan los datos de buzamiento para determinar la forma del sinclinal de Estopiñán.

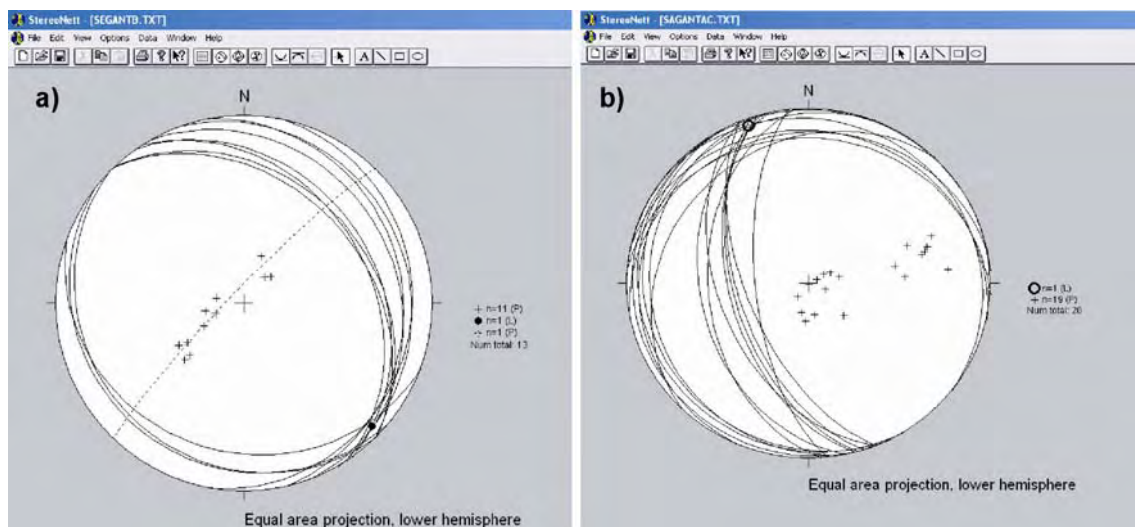


Figura. 2.6. Determinación de la inmersión del eje del sinclinal de Estopiñán; a) Sección N: Eje 6, 134. b) Sección S: Eje 5-10, 340. Proyección equiareal, hemisferio inferior, usando STERIONET (Allmendinger, 2006).

2.1.2 DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

A continuación se realiza una síntesis de los principales materiales aflorantes en la zona de estudio representados en la columna estratigráfica de detalle (Figura 2.4).

TRIÁSICO (Unidades 1, 2 y 3)

El Triásico ocupa extensos afloramientos en la zona, con una gran complejidad estructural interna. Está formado básicamente por dos tipos de litologías: a) materiales carbonatados del Muschelkalk superior, generalmente calizas micríticas laminadas y masivas a veces dolomíticas (García-Mondejar et al., 1986; Figura.2.4, unidad 1) y b) facies de arcillas y lutitas rojizas, azuladas y verdes con yesos del Keuper, y posiblemente del Muschelkalk medio (M2), que afloran con carácter diapírico en las zonas de Estopiñán, Camporrells y Saganta (Ríos, 1948, 1963; Ríos y Almela, 1953; Coma, 1958; Riba y Llamas, 1962; Teixell y Barnolas, 1995; Figura.2.4, unidad 2).

La serie de calizas y dolomías del Muschelkalk en la zona de estudio tiene una potencia de entre 60 y 80 m, y se encuentra constituida por dos unidades: unidad basal de calizas grises (parcialmente dolomitizada) y unidad superior de calizas y/o dolomías tableadas (Vera et al., 2004). La gran deformación interna de los materiales arcillosos y evaporíticos de las facies Muschelkalk y Keuper impide realizar estimaciones sobre su espesor (CHE, 2000; CIHS, 2008). En las arcillas del Keuper afloran rocas diabasas (ofitas) en masas discordantes sin aparente estructura (figura 2.4, unidad 3), que en fractura fresca son de color gris verdoso, más abundantes en Estopiñán y Camporrells (Lago y Pocoví, 1980; Salvany, 1999). La halita es una litología común en estos materiales, llegando a tener gran desarrollo y manifestándose a través de manantiales hipersalinos (Klimowitz y Torrecusa, 1990). Las Lagunas de Estaña se encuentran situadas sobre los materiales triásicos.

JURÁSICO (Unidades 4 y 5)

El Jurásico está escasamente representado, aflorando únicamente al S-SE del Sinclinal de Estopiñán. En esta unidad se agrupan las calizas y dolomías brechoides que se sitúan de forma discontinua por encima de la facies Keuper (Garrido y Ríos, 1972; Figura 2.4., unidades 4 y 5).

CRETÁCICO SUPERIOR (Unidades 6 y 7)

Está formado por una serie marina de calizas bioclásticas con rudistas que pasan gradualmente a techo a calizas micríticas con carofitas en facies Garum y areniscas a techo (Teixell, 1992). Los primeros materiales que afloran sobre la serie triásica o jurásica son areniscas silíceas y calizas bioclásticas con rudistas que llegan a alcanzar una potencia de 282 m en el flanco noreste del sinclinal de Estopiñán (Alvarado et al. 1959; Mey et al. 1968; Pocoví, 1978; Teixell, 1992; Olivé et al., 1995; Figura 2.4, unidad 6). Hacia techo las calizas son micríticas e intercalan niveles margosos de varios metros de espesor (Salvany, 1999), pasando de forma transicional a unos 57 m de calizas micríticas con carofitas de las facies Garum, característico de las Sierras Marginales “Tramo calcáreo inferior” (Pocoví, 1978; Figura 2.4, unidad 7).

TRANSICIÓN CRETÁCICO SUPERIOR – TERCIARIO (Unidades 8, 9 y 10) (Facies Garum)

La unidad 8 junto con los niveles carbonatados subyacentes (unidad 7) y suprayacentes (unidades 9 y 10) constituyen el núcleo del “Garumniense gris” o “Garumniense inferior”. Este es menos característico que el “Garumniense rojo” situado en el Paleoceno, pero por una cierta continuidad de ambiente sedimentario lacustre-fluvial-palustre, ambos representan el impreciso paso del Mesozoico al Terciario (Paleoceno). Dicho tránsito, como otros tránsitos mayores, se produce a través de facies “red beds” que representan cambios paleogeográficos y paleoclimáticos entre periodos. El “Tramo margoso inferior” de Pocoví (1978) (Unidad 8) está constituido, en el flanco noreste del Sinclinal de Estopiñán, por 57 metros de lutitas versicolores con una capa margocaliza con oncoides esféricos y con intercalaciones de paleocanales de areniscas y gravas con estructuras de barra (Olivé et al., 1995). El “Tramo calcáreo medio” de Pocoví (1978) (Unidad 9), tiene 26 m de espesor. La mitad inferior son capas de calizas limosas con rizoconcreciones y brechificación, alternando con lutitas grises, mientras que la mitad superior está constituida por micritas blancas intraclásticas con silicificaciones en la base, carofitas y microcodium. Por último, el “Tramo lutítico superior” de Pocoví (1978) (Unidad 10) corresponde a 32 m de lutitas versicolores con alguna intercalación calcárea (Teixell et al. 1994; Olivé et al. 1995).

TERCIARIO (PALEOCENO, unidad 11 Facies Garum)

Los materiales terciarios están representados por las calizas micríticas con microcodium (Figura 2.7, unidad 11) que alcanzan espesores de 100 m en el flanco noreste del Sinclinal de Estopiñán (Teixell et al. 1994, Olivé et al. 1995).

EOCENO (Unidades 12, 13, 14, 15 y 16)

Incluye una potente serie carbonatada de hasta 200 m, concordante con el Garumnense, que abarca cinco unidades en esta zona; las calizas bioclásticas con alveolinas y miliólidos (Unidad 12), calizas y margas con alveolinas y arenicas (Unidad 13), arenicas y calizas bioclásticas (Unidad 14), lutitas arenosas (Unidad 15) y areniscas, lutitas y calizas bioclásticas con alveolinas del Ilerdiense (Unidad 16), que a veces forman casi exclusivamente la roca. Estas unidades, alternan con capas margosas o margo-arenosas en general fosilíferas (Teixell et al. 1994, Olivé et al. 1995).

TERCIARIO CONTINENTAL (Oligoceno-Mioceno, unidades 18, 19 y 22)

Es un conjunto de sedimentos molásicos depositados sobre toda la Cuenca Surpirenaica con posterioridad a la fase tectónica principal Pirenaica. En general, en la Unidad Surpirenaica Central, la base del grupo Barbastro es más antigua que al E y O, donde entra dentro del Oligoceno. La unidad 18 son brechas que en las proximidades de Nacha presentan una elevada proporción de cantos de ofitas y de calizas del Muschelkalk (Sanz y Zamorano, 1992). Las unidades 19 y 22, en el borde norte del afloramiento triásico de Pilzán-Estaña, son conglomerados de Graus verticalizados describiendo discordancias progresivas que se abren hacia el norte (Olivé et al., 1995).

CUATERNARIO (Unidades 32, 33, 35 y 36)

Dentro de la zona de estudio el Cuaternario está escasamente representado, limitándose a algunas zonas de relieve deprimido y con drenaje poco claro o esporádico. Se localizan depósitos de génesis mixta aluvial-coluvial de reducida extensión y espesor menor a dos metros (Unidades 32 y 33). La unidad 35 engloba tanto los sedimentos de los cauces activos de la región (aluviales y conos de deyección), como los depósitos que constituyen el relleno de los valles de fondo plano situados en todo el ámbito y con una dinámica de aportes mixta entre fluvial y de laderas (Teixell et al. 1994; Olivé et al., 1995).

En la zona noreste del sinclinal de Estopiñán y relacionado con litologías más solubles del Triásico (yesos y sales), se localizan zonas deprimidas de tipo dolina que pueden llegar a constituir zonas endorreicas o semiendorreicas con funcionamiento esporádico y/o estacional (Teixell et al. 1994; Olivé et al., 1995). Un ejemplo de estas dolinas endorreicas con funcionamiento permanente son las Lagunas de Estaña. Los fondos están formados por arcillas y limos con un espesor estimado no superior a los dos metros (Unidad 36).

Además en las localidades de Estopiñán del Catillo y Camporrells aparece un modelado acumulativo compuesto fundamentalmente por tobas y travertinos. En relación con los procesos de disolución se puede generar un endokarst que permite la circulación del agua sobre el nivel impermeable del Triásico superior, permitiendo la existencia de algunas surgencias kársticas en las cuales se acumuló CaCO_3 por procesos físico-químicos y/o biológicos, como resultado de la interacción de factores geológicos, climáticos, hidrológicos y biológicos (Sancho, 1988). Al NW de Camporrells existe un afloramiento que llega a los 12 m de potencia total, donde se diferencian cuerpos masivos irregulares con frecuentes acumulaciones laterales, a veces con cierta laminación horizontal interna.

2.2 MARCO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

Desde un punto de vista hidrogeológico, el área de estudio se localiza dentro de la masa de agua subterránea 09.41 (Litera Alta) que incluye el segmento de Sierras Marginales Prepirenaicas entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorçana, límites occidental y oriental respectivamente (Figura. 2.7). El límite meridional se localiza en la traza del cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales (CHE, 2005).

Existen dos condicionamientos estructurales relevantes para entender el funcionamiento hidrogeológico en esta masa de agua. En primer lugar, el mayor espesor de la serie calcárea en el norte, donde el Cretácico superior muestra potencias próximas a 300 m y el Eoceno inferior de hasta 470 m. Dicha serie disminuye su espesor de forma notable hacia el S (en Zurita, el Eoceno tiene una potencia de unos 50 m), ocasionando una mayor complejidad y menor continuidad lateral de las láminas de cabalgamiento meridionales. Por otra parte, las láminas se desplazan con una geometría de rellano de bloque superior, de forma que su base está constituida por los materiales de baja permeabilidad del nivel de despegue (arcillas y evaporitas del Triásico), lo que condiciona, en buena medida, la

compartimentación de la masa de agua en sectores con zonas de recarga y descarga individualizadas (DGA-MOPU, 2006).

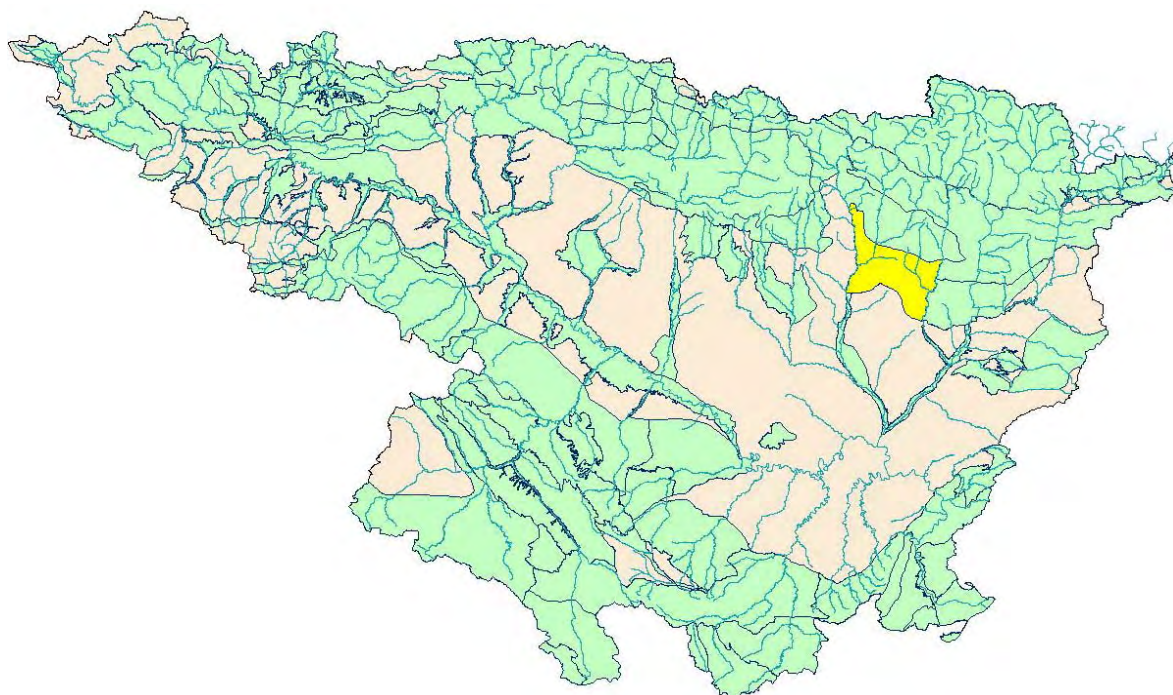


Figura. 2.7. Situación de la masa de agua subterránea 09. 41 (Litera Alta) en la cuenca del Ebro (GIS-CHE).

En general el área de recarga de la masa de agua subterránea (09.41 Litera Alta) corresponde a las serranías formadas por materiales del Cretácico superior y Eoceno inferior, con especial mención al Sinclinal de Estopiñán, muy favorable a la infiltración por sus condiciones fisiográficas (CHE, 2005). Los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana imponen los niveles de descarga natural a nivel regional. La divisoria hidrogeológica entre ambas cuencas coincide con la rampa lateral entre las láminas de cabalgamiento de Naval y la de las Sierras Marginales, que con orientación NNO-SSE, se extiende desde Juseu hasta la lámina de Zurita. La mitad occidental, que incluye la lámina de Naval, descarga hacia el Cinca y el tercio oriental de la unidad, formado por diversas escamas de magnitud variable (Voltería, Peña Roja, Yedra, etc), descarga directamente hacia el Noguera Ribagorzana (CHE, 2002). En el Sinclinal de Estopiñán la descarga se produce de forma periférica a través de manantiales. Cabe señalar por su singularidad las Lagunas de Estaña, alimentadas por descargas difusas de los niveles triásicos.

Los límites hidrogeológicos establecidos inicialmente como área de estudio dentro de la masa de agua subterránea 09.41 son: un retrocabalgamiento, situado al norte, que limita los conglomerados oligocenos de la cuenca de Graus (Oligoceno) con las Sierras Marginales Pirenaicas, y las divisorias de aguas superficiales (Sierra de

San Antón, Sierra de San Quílez y Sierra de la Voltería) suponiéndolas aproximadamente coincidentes con las divisorias de aguas subterráneas, teniendo en cuenta las diferencias piezométricas observadas hasta el momento (Figura 2.8).

El Sinclinal de Estopiñán constituye una unidad hidrogeológica formada por dos acuíferos principales: Cretácico superior y Eoceno (CHE 2002), separados por los materiales poco permeables del Paleoceno en facies Garum (Unidades 8 a 10; Figura 2.4) (IGME a, b, 2007). Estos últimos constituyen un acuitardo, aunque debido a su escasa potencia, a la presencia de cuerpos carbonatados intercalados en la serie arcillosa y a su marcada fracturación podría permitir una cierta conexión hidráulica entre ambos acuíferos. Las Lagunas de Estaña se sitúan al NE del Sinclinal de Estopiñán sobre los materiales carbonatados y karstificados del Triásico medio (Muschelkalk) y los materiales evaporíticos y arcillosos del Triásicos medio y superior (Facies Keuper y M2).

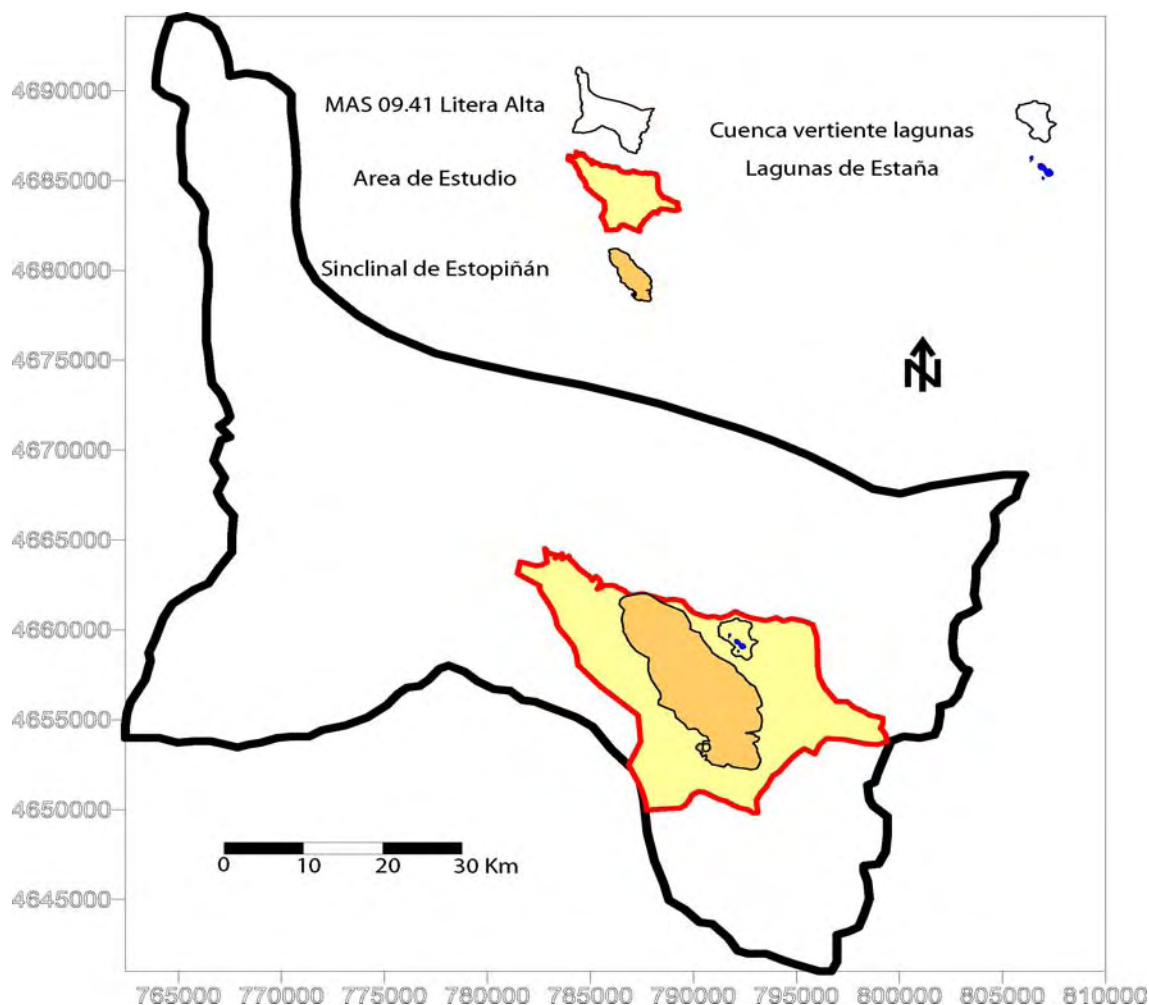


Figura. 2.8. Situación del área de estudio en la masa de agua subterránea 09.41 (Litera Alta).

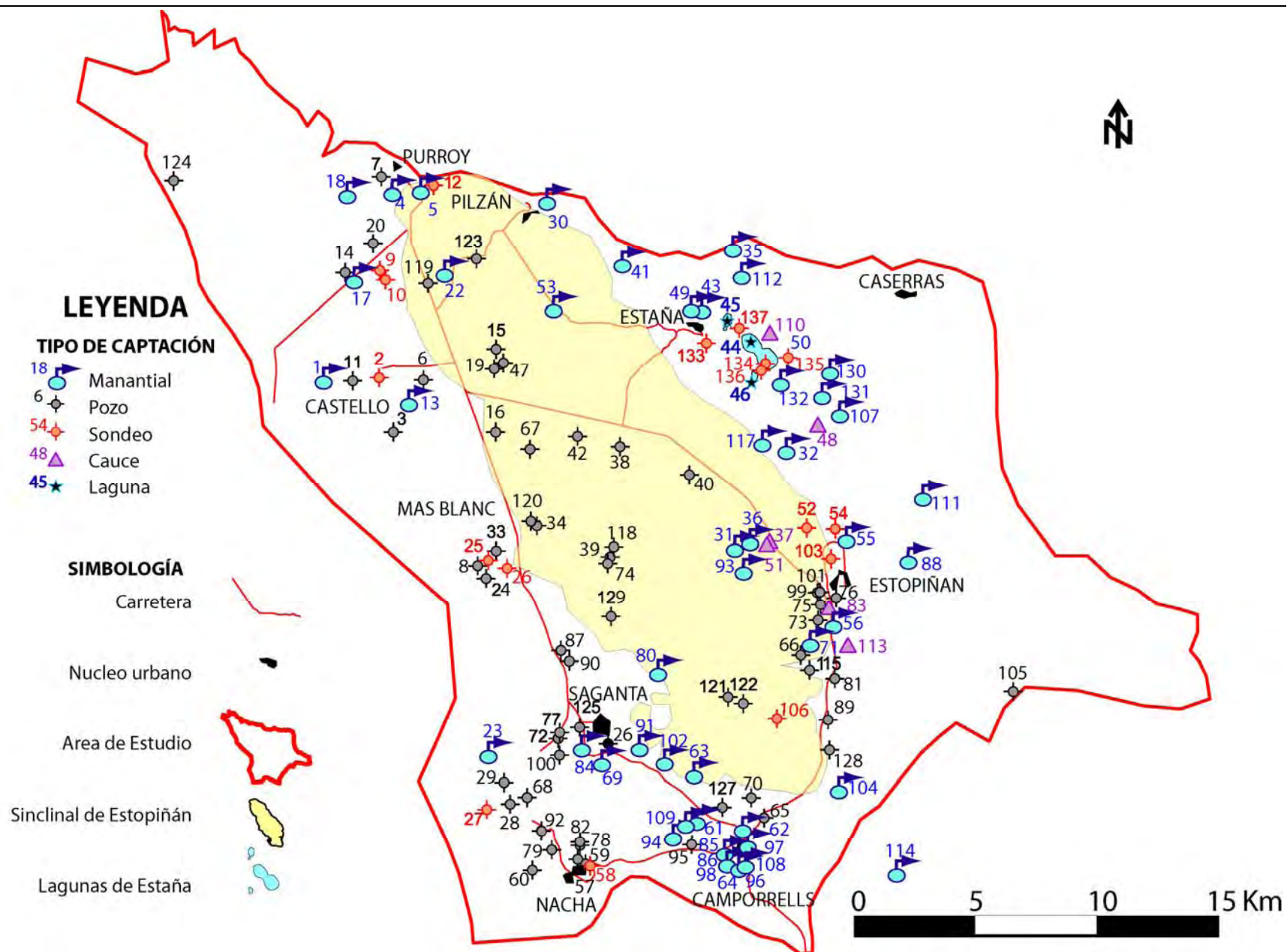
2.2.1 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

La información referida al inventario de puntos de agua se ha obtenido principalmente a partir de la base de datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). A partir de esta información se ha realizado una exhaustiva revisión y actualización de todos los puntos de agua existentes dentro de los límites hidrológicos antes definidos (Figura 2.9). Es decir, se ha comprobado la existencia de puntos de agua y se han añadido nuevos puntos que no estaban inventariados, principalmente manantiales. De esta forma se han identificado un total de 99 puntos de agua subterránea (57 pozos, 39 manantiales y 3 humedales), de los cuales 24 drenan o explotan el acuífero cretácico, 17 el eoceno y 30 el triásico (el resto no se conoce). La situación de los mismos se presenta en la Figura 2.9. De cada punto de agua se han recogido datos sobre los materiales permeables que drenan y siempre que ha sido posible se ha medido su caudal y/o nivel piezométrico, en muchos de ellos se han realizado medidas in situ de pH, conductividad eléctrica, temperatura, alcalinidad, Eh y oxígeno disuelto. Además, también se han tomado datos como localización, municipio al que pertenecen, tipo de captación, etc.

Las características de los diferentes puntos de agua se presentan en el (Anejo A.2). En el marco de esta tesis se ha realizado además una actualización del inventario de puntos de agua, incluyendo nuevos puntos: 6 sondeos, 11 manantiales y 13 pozos (Figura 2.9 y Anejo A.2). Cinco de los sondeos de nuevo inventario se han construido en el marco de esta tesis con objeto de tener acceso al acuífero próximo a las Lagunas de Estaña. La descripción de dichos sondeos así como los estudios derivados de los mismos se tratarán en detalle en el capítulo 3.

Con respecto a los manantiales, los más significativos corresponden a la Fuente Redonda (número de inventario 31, Fig. 2.9), Fuente del Molar (63) y Fuente de las Ollas (32), los cuales formaron parte de las redes de control hidrométrico y de calidad de la Confederación Hidrográfica del Ebro entre 1986 y 2003. Otros manantiales significativos aunque con caudales sensiblemente inferiores son la Fuente del Boix (71) o la Fuente Saganta (80).

Con la finalidad de conocer el funcionamiento de los manantiales principales se instalaron, en el marco de esta tesis, dispositivos para el control continuo del caudal y temperatura en la Fuente Redonda, Fuente de las Ollas y Fuente del Molar.



Muchos de estos manantiales se han utilizado y continúan utilizando como fuente de abastecimiento a pequeños núcleos de población como Camporrells o Estopiñán del Castillo. A continuación se comentan las características de los manantiales principales:

- **Fuente Redonda:** se sitúa en el término municipal de Estopiñán del Castillo, en la cota más baja del Eoceno del Sinclinal de Estopiñán (UTMX_H30: 792140, UTM_Y_H30: 4656047; cota: 695,5 msnm). Los escasos aforos previos disponibles ponían de manifiesto la existencia de unos caudales extremadamente variables, con un caudal base en torno a los 5 l/s, llegando a superar los 400 l/s en periodos de punta, es decir, entre 0,1 y más de 12,5 hm³/año (CHE, 1997; CHE, 2000; González y Oliván, 2008). Aguas arriba de este manantial existen otras salidas estacionales de tipo “trop plein” (localmente llamado mandraula) que se activan después de eventos intensos de lluvia. Las características de la Fuente Redonda se aproximan a un pozo de gran diámetro por lo que en un principio se optó por instalar un sensor de presión capacitivo con una precisión de ± 1 mm y diámetro de 22 mm (Pérez et al., 2008) (Figura 2.10a).

Como consecuencia del periodo de sequía ocurrido en el año 2007 fue necesario sustituir este dispositivo por la instalación, aguas abajo, de un vertedero de acero inoxidable de 0-49 l/s con un sensor de presión de tipo mini Orpheus (Figura 2.10b).

Se dispone de datos diarios de caudal, precipitación y temperatura del agua desde el 4 de abril de 2008 (Figura 2.12). El caudal promedio aforado es de unos 26 l/s (0,8 hm³/año) con una mediana de 20 l/s (0,6 hm³/año), un mínimo de 1,24 l/s (0,04 hm³/año) (4-6 abril 2008) y un máximo de 332 l/s (10,5 hm³/año) (27 abril 2009). La temperatura media diaria es de 13,4 °C con una mediana de 12,8 °C, un mínimo de 0,1 °C (20-21 diciembre 2009) y un máximo de 27,3 °C (13 de julio 2009).

- **Fuente de las Ollas:** situado en el término municipal de Estopiñán del Castillo, en la cabecera del arroyo del Regué (UTMX_H30: 792659 H30, UTM_Y_H30:4657482 cota: 625 msnm), y drena los materiales carbonáticos del Cretácico superior. Los aforos puntuales previos ponían de manifiesto un caudal medio relativamente constante de unos 20 l/s, con oscilaciones entre 10 y 50 l/s, es decir, entre unos 0,3 y 1,5 hm³/año (CHE, 1997; CHE, 2000; Pérez-Bielsa et al. 2008, González y Oliván, 2008). Teniendo en cuenta que dicho manantial presenta distintos

puntos principales de descarga (lo que complica y encarece las labores de monitorización) y además, se tiene constancia de la existencia de otras descargas difusas en las inmediaciones del manantial, se decidió controlar el caudal aguas abajo, en la parte final de un dren que recoge el agua proveniente tanto del manantial como de las descargas difusas anteriormente comentadas (Figura. 2.11b). Para ello, se instaló un vertedero de acero inoxidable de 0-49 L/s y un sensor de presión de tipo mini Orpheus (Figura 2.11a).

Se dispone de datos diarios de caudal y temperatura del agua desde el 19 de junio de 2008 hasta el 31 de agosto de 2009 con una laguna de datos entre el 17 de septiembre y el 23 de diciembre de 2008 (Figura 2.13). El caudal promedio aforado es de unos 27 l/s ($0,85 \text{ hm}^3/\text{año}$) con una mediana de 25 l/s ($0,78 \text{ hm}^3/\text{año}$), un mínimo de 10,5 l/s ($0,33 \text{ hm}^3/\text{año}$) (septiembre 2008) y un máximo de 165 l/s ($5,2 \text{ hm}^3/\text{año}$) (3 abril 2009). La temperatura media diaria es de $15,7^\circ\text{C}$ con una mediana de $17,1^\circ\text{C}$, un mínimo de $8,8^\circ\text{C}$ (8 de enero 2009) y un máximo de $20,4^\circ\text{C}$ (30 de junio 2008).

- **Fuente del Molar:** se sitúa en el término municipal de Camporrells, en la cabecera del río Pedriza (UTMX_H30: 791176; UTM_Y_H30 4652492 cota: 660 msnm) y al igual que en el caso anterior drena los materiales carbonatados del Cretácico superior. Los aforos puntuales previos ponen de manifiesto una descarga relativamente constante con un caudal base en torno a los 30 l/s ($\sim 0,9 \text{ hm}^3/\text{año}$) (CHE, 1997; CHE, 2000). En este punto se han instalado sucesivos sistemas de medida del caudal sin éxito, como consecuencia fundamentalmente de la sequía producida durante el verano de 2007. Finalmente, se decidió instalar un sensor de presión de tipo mini Orpheus en el punto exacto de surgencia. Se dispone de datos diarios de nivel y temperatura del agua desde el 19 de junio de 2008 hasta el 1 de septiembre de 2009.

Con respecto a los pozos y sondeos en 15 de ellos no se tiene información, mientras que de los 42 restantes la mayoría corresponden a explotaciones ganaderas próximas a las poblaciones de Purroy de la Solana, Castelló del Plá, Estopiñán del Catillo, Camporrells y Nacha, y en menor proporción, a los abastecimientos urbanos de las mismas poblaciones. Las profundidades varían entre 3 y 340 m, siendo en general los perforados en materiales triásicos los de menor profundidad (entre 8 y 160 m). De los 12 pozos en los que se conoce el caudal de bombeo, las extracciones medias anuales son de unos 11794 m^3 , con un máximo de 28348 m^3 en el pozo de abastecimiento a Estopiñán del Castillo y un mínimo entre 100 y $400 \text{ m}^3/\text{año}$ en varios pozos particulares. Las extracciones totales conocidas suponen unos $175462 \text{ m}^3/\text{año}$.

Uno de los principales sondeos perforados en las calizas eocenas del Sinclinal de Estopiñán es el del Aeródromo de Benabarre (3212-5-0033 y 42 en la Figura 2.9). Dicho sondeo se encuentra situado a una cota de 725 msnm (UTMX_H30: 789394 y UTM_Y_H30:4657916) y tiene una profundidad aproximada de 100 m. Este punto ha formado parte de la red de Control Piezométrico de la Confederación Hidrográfica del Ebro con datos de nivel mensuales entre 1998 y 2000. En la actualidad sirve de apoyo para el servicio forestal antiincendios de la Diputación General de Aragón (DGA).

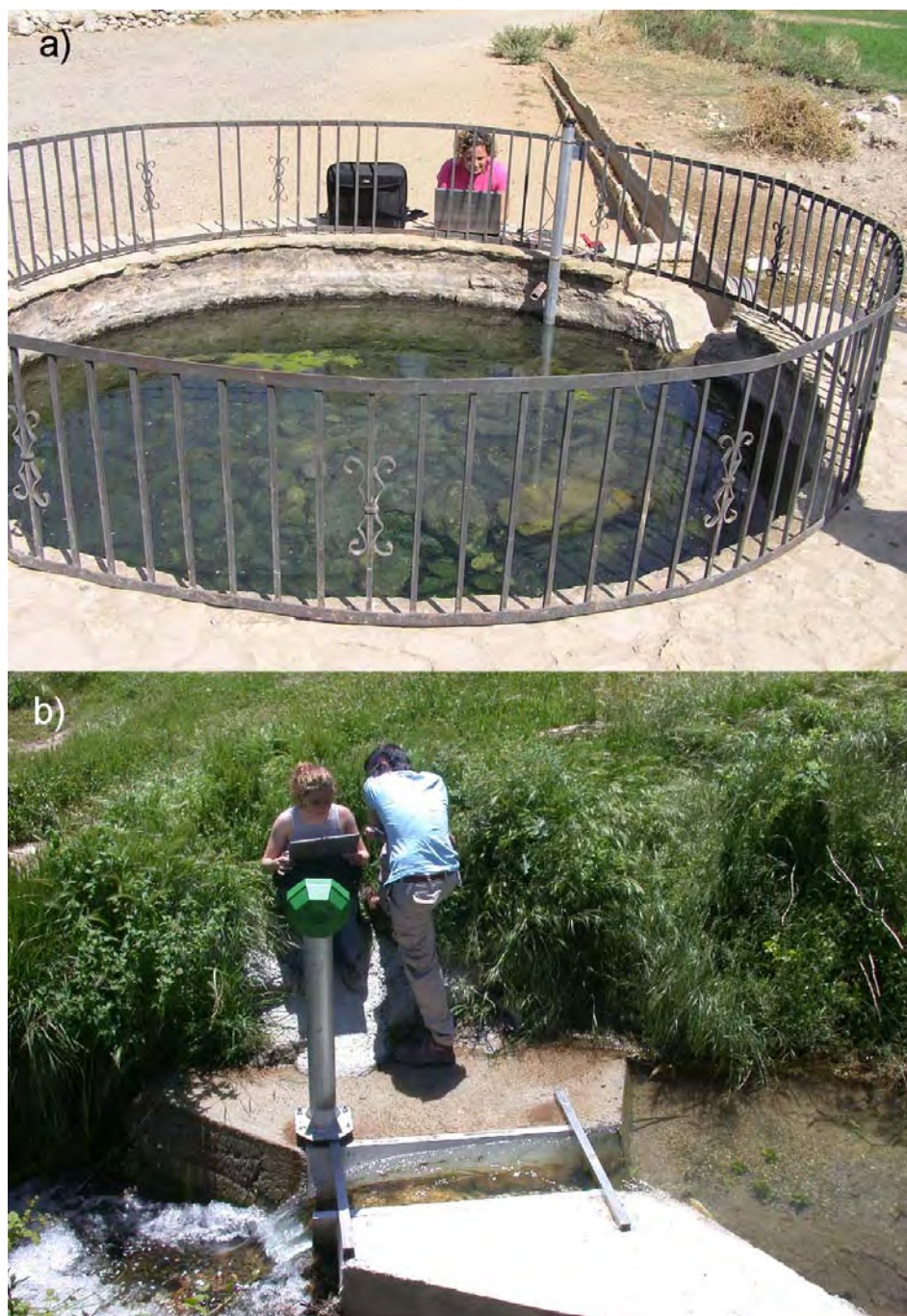


Figura 2.10. a) Sensor capacitivo de presión y temperatura instalado inicialmente en la Fuente Redonda;
b) Vertedero y sensor de presión tipo mini Orpheus aguas abajo de la Fuente Redonda.

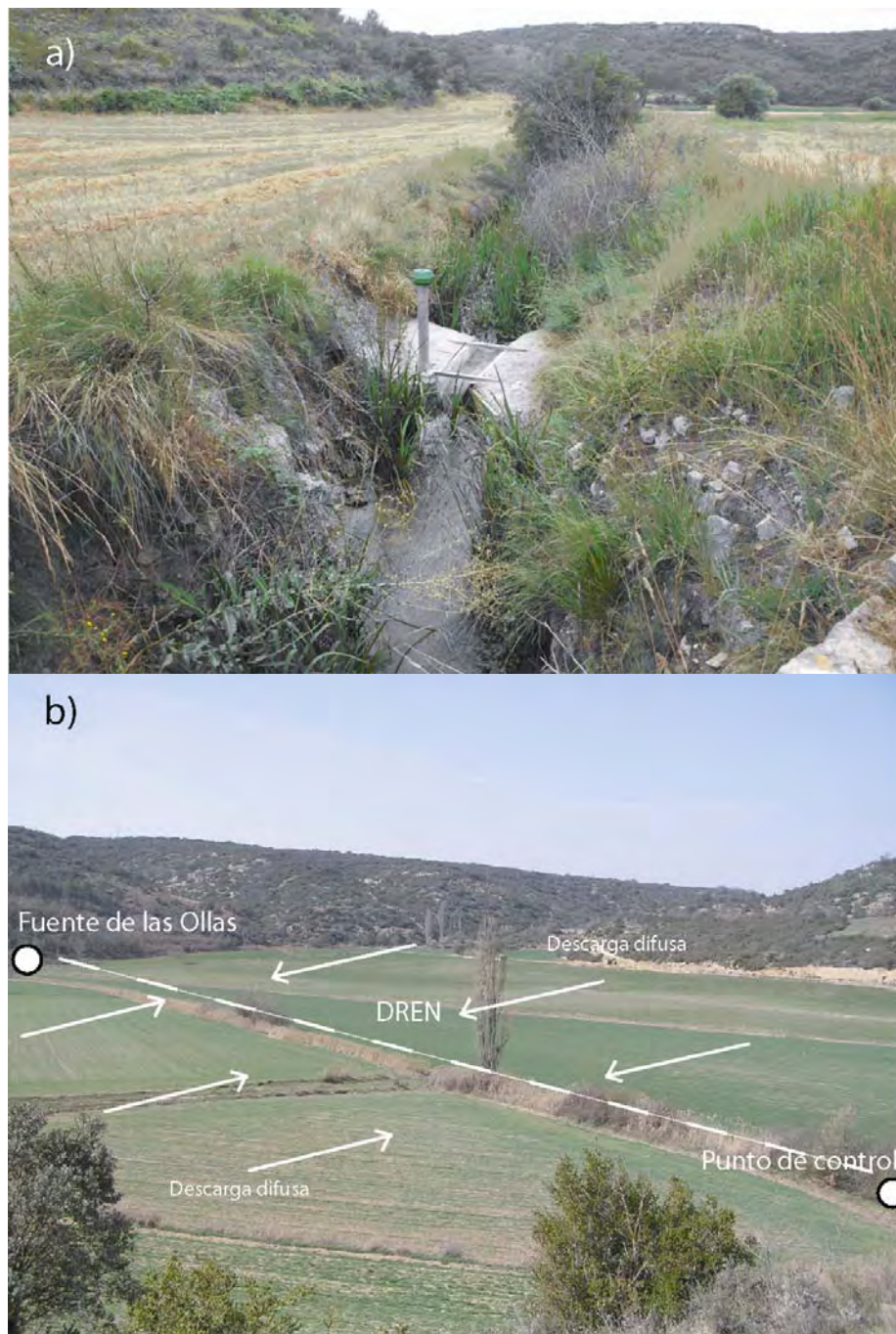


Figura 2.11. a) Vertedero y sensor de presión tipo mini Orpheus instalado aguas debajo de la zona de descarga de las Ollas; b) Panorámica de la zona de descarga de las Ollas indicando la posición de la Fuente de las Ollas y el punto de control

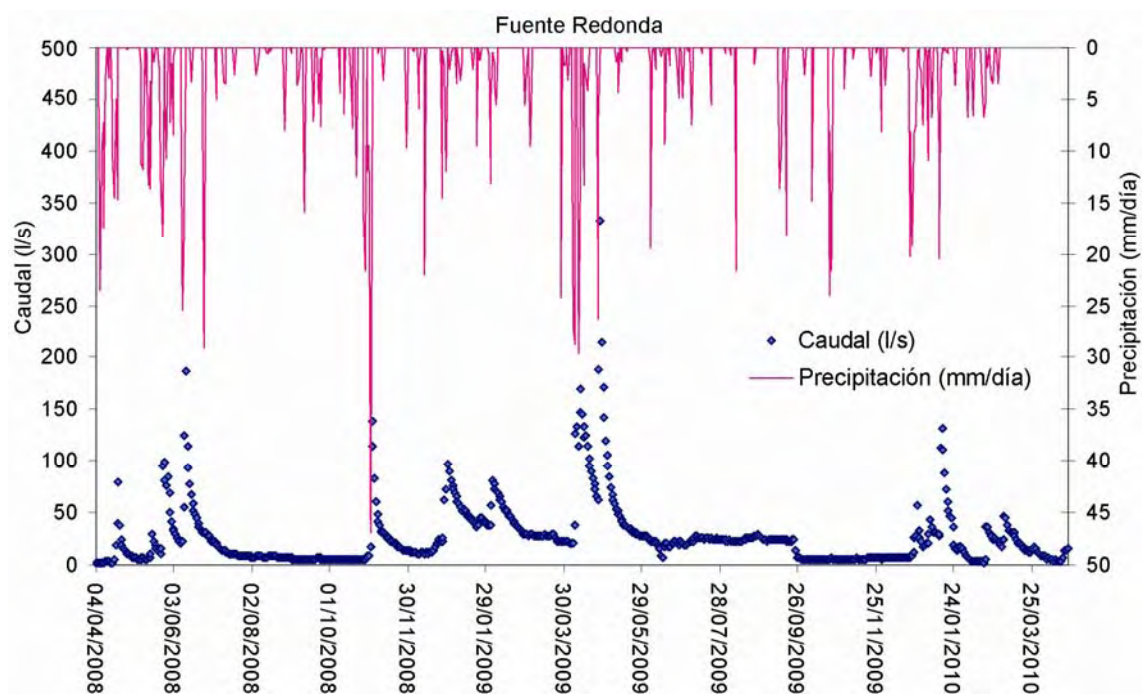


Figura 2.12. Caudales medidos en el manantial de la Fuente Redonda y precipitación en Purroy (desde el 4 de marzo de 2008 al 22 de marzo de 2010. Caudales en l/s y precipitación en mm)

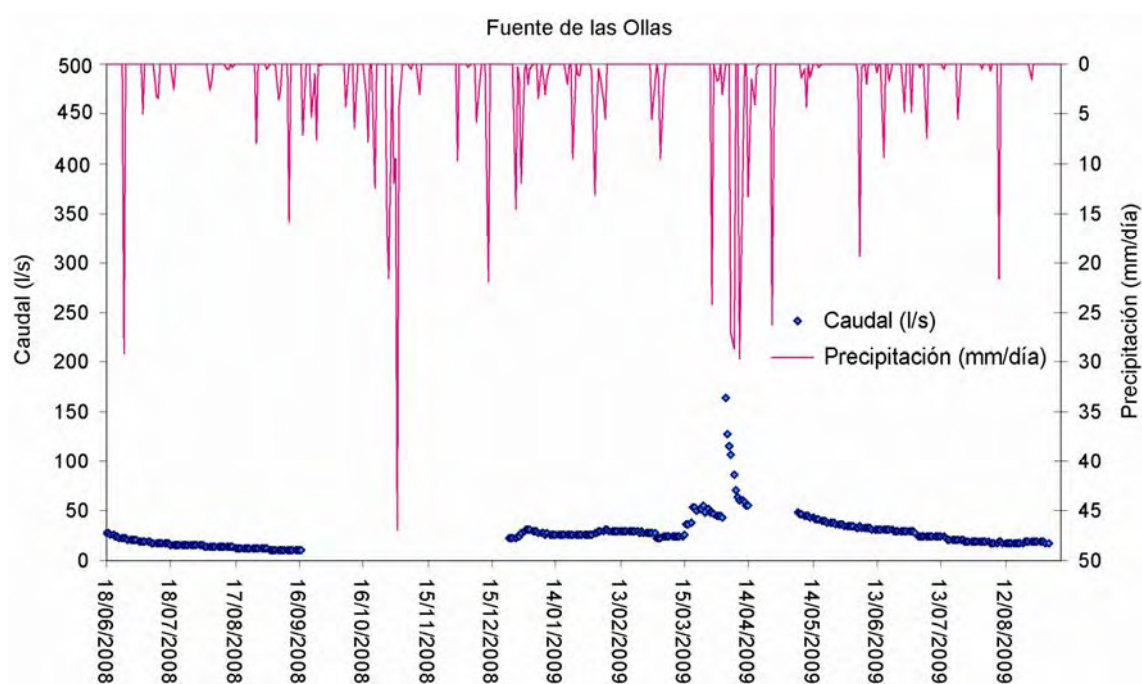


Figura 2.13. Caudales medidos en el manantial de la Fuente de las Ollas y precipitación en Purroy (del 19 de junio de 2008 al 31 de agosto de 2009). Caudales en l/s y precipitación en mm

En agosto de 2007 y durante el desarrollo de esta tesis se construyó un piezómetro en los materiales carbonatados del Cretácico superior (al S-SO del Sinclinal de Estopiñán) en el marco del *“Proyecto para la construcción de sondeos e instalación de la red oficial de control de aguas subterráneas de la cuenca del Ebro. 2ª fase”* (CHE; 2008). Dicho piezómetro se encuentra situado en el Municipio de Estopiñán del Castillo (UTMX_H30: 792503 y UTM_Y_H30: 4653338) a una cota de 741 msnm y tiene una profundidad de 224 m (Figura 2.14). Durante la perforación se realizó la descripción de las litologías a partir de los ripios extraídos cada metro y se seleccionaron cada 5 m las muestras más representativas para su preservación, análisis litoestratigráfico y archivo en la litoteca del IGME. Este piezómetro (3213-1-0052 y 106 en la Figura 2.9) pertenece actualmente a la Red Oficial de Control Piezométrico de la Confederación Hidrográfica del Ebro y cuenta con datos de nivel mensuales desde agosto de 2007 hasta la actualidad.

Los principales usos de los sondeos y pozos existentes en la zona son el abastecimiento urbano y las explotaciones ganaderas. Sobre los materiales eocenos se sitúan numerosas granjas de ganado porcino, algunas de ellas localizadas en zonas de elevada vulnerabilidad a la contaminación por su naturaleza kárstica. La ubicación de las balsas de purines en estas áreas supone un importante riesgo de contaminación del agua para consumo humano, hecho ya ocurrido en la fuente Redonda en Estopiñán del Castillo (Cuchí, 2000).



Figura 2.14. Imagen del emplazamiento del sondeo de Estopiñán (3213-1-0052 y 106 del inventario).

2.2.2 UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

En el marco de la esta tesis se utiliza el concepto de unidad hidrogeológica para denominar a un conjunto de materiales con niveles permeables bien definidos (acuíferos) separados por niveles confinantes menos permeables (acuitardos). En este sentido, en el área de estudio se diferencian dos unidades hidrogeológicas principales: unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán y unidad hidrogeológica de Estaña.

La unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán se encuentra constituida por los acuíferos correspondientes a los materiales carbonatados del Eoceno inferior (unidades 11 a 16) y del Cretácico superior (unidades 6 y 7), separados por los materiales menos permeables del Paleoceno (Garumniense) (unidad 10).

El acuífero del Eoceno inferior corresponde a las calizas bioclásticas en algunos casos muy karstificada, que tienen un espesor máximo de 790 m y conforma pequeños acuíferos locales. El manantial más importante que drena este acuífero es la Fuente Redonda (5-400 l/s) -manantial kárstico asociado a un “*trop plain*”- con una respuesta muy rápida a la precipitación y con rápidos agotamientos (CHE 2002) (Apartado 2.2.1 y Figura 2.12). Este comportamiento es típico de los acuíferos kársticos *sensu stricto* con un rápido drenaje a través de una red bien jerarquizada con conductos preferentes y una baja porosidad efectiva de la masa rocosa (Bayó et al. 1986; DGA-MOPU, 2006). El bajo grado de mineralización de las aguas muestreadas en este manantial resulta también coherente con este comportamiento (Apartado 2.2.4)

El acuífero del Cretácico superior corresponde principalmente a las calizas bioclásticas con rudistas que con un espesor máximo de 200 m constituyen el acuífero principal a nivel regional. Se caracteriza por presentar una doble porosidad por fracturación y karstificación, así como una alta variabilidad en los valores de transmisividad. A este acuífero se atribuyen descargas importantes como la Fuente de las Ollas (10–50 l/s) o la Fuente del Molar (10–30 l/s) (Apartado 2.1). Los datos medidos y la forma del hidrograma obtenido en la Fuente de las Ollas (Figura 2.13) ponen de manifiesto mayores caudales de base (mínimo 10 l/s), menor variabilidad temporal (mayor constancia en los caudales) así como una mayor y más constante temperatura con respecto a la Fuente Redonda, lo que unido a la mayor mineralización del agua (Apartado 2.2.4) parece confirmar un comportamiento más difuso y menos kárstico que lo observado en el Eoceno inferior. No obstante, la existencia de puntas

de caudal significativas después de eventos de lluvia importantes (abril 2009, Figura 2.7) no descarta la presencia de una posible red de conductos kársticos o fracturas que se activarían en épocas de lluvia.

Con respecto a los parámetros hidráulicos, en ambos acuíferos (Eoceno y Cretácico superior) se han recopilado los ensayos de bombeo realizados tanto por el CIHS (Curso Internacional de Hidrología Subterránea) como por la CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro). Los ensayos de bombeo en el acuífero Eoceno son muy escasos. En el trabajo del Curso Internacional de Hidrología Subterránea (González y Oliván, 2008) se recoge la interpretación de un ensayo de bombeo realizado en el pozo Juclá de Estopiñán Ganadera (39 del inventario UTMX_H30: 789909, UTMY_H30: 4656007) con un punto de observación, pozo Juclá sin uso, situado a 125 metros (118 del inventario; UTMX_H30: 789967, UTMY_H30: 4656165). Los resultados obtenidos después de seis horas de bombeo y veintiuna horas de recuperación fueron interpretados como un acuífero libre de gran espesor, mediante Cooper-Jacob (Tabla 2.1; González y Oliván, 2008). Dicho ensayo de bombeo ha sido posteriormente reinterpretado (Anejo A.2) con la hoja de cálculo MABE (Azcón, 2010) obteniendo unos resultados parecidos en el piezómetro de observación ($T = 38$ a $50 \text{ m}^2/\text{día}$; $S = 4,68 \cdot 10^{-4}$ a $5,37 \cdot 10^{-4}$) y en el pozo de bombeo ($T = 17$ a $35 \text{ m}^2/\text{día}$; $r^2S = 5,2 \cdot 10^{-4}$ a $8,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$). Si comparamos los resultados de ambas interpretaciones, el valor de coeficiente de almacenamiento obtenido en el pozo de bombeo difiere varios órdenes de magnitud en función del método, mientras que los valores de transmisividad obtenidos tanto en el pozo de bombeo como en el piezómetro de observación en ambas interpretaciones son muy similares.

Tabla 2.1. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el pozo Juclá de Estopiñán Ganadera en el nivel permeable Eoceno (González y Oliván, 2008).

Pozo Juclá

Ensayo bombeo pozo	$T = 15,24 \text{ m}^2/\text{día}$	$S = 0,04$
Ensayo recuperación pozo	$T = 77 \text{ m}^2/\text{día}$	
Ensayo bombeo piezómetro	$T = 76 \text{ m}^2/\text{día}$	$S = 2,96 \cdot 10^{-4}$

Con respecto a los parámetros hidráulicos obtenidos para el Cretácico superior, se han recopilado los ensayos de bombeo realizados por el IGME, Diputación Provincial de Huesca (DPH), DGOH y ACESA, especialmente en la cuenca del Ésera (DGA-DPH 1985; ITGE 1986; DGOH 2002). Los valores de transmisividad obtenidos

presentan un rango de variación muy amplio, entre 79 y 16500 m²/día a partir de ensayos de bombeo, y entre 110 y 24000 m²/día a partir de ensayos de recuperación. El coeficiente de almacenamiento varía entre 3,3 10⁻² y 7,5 10⁻² (Tabla 2.2).

Tabla 2.2. Resultados de los ensayos de bombeo realizados en el acuífero Cretácico superior en la masa de agua de la Litera Alta (DGA-MOPU, 2006)

Fuente	Fecha	Duración (horas)	Caudal (l/s)	Lugar	T (m ² /día) Bombeo/recup.	S
ITGE	14/05/1985	20.3	8 l/s	Azanuy (311260003)	82 / 110	
ITGE	20/11/1985	20	20 l/s	Benabarre (321210020)	1086 / 5270	
DPH	19/12/1989	23	6 l/s – 4 h 13.5 l/s – 41 h 30 l/s – 23 h	Alins del Monte (311270004)	13600 / 6900	
DGOH	27/04/1995	21	10 l/s – 1 h 20 l/s – 1 h 40 l/s – 1 h	Baldellou (321350005)	79 / 416	
DGOH	13/02/1995	23.5	157 l/s (ponderado)	Ólvena 1 (311220001)	No conclusivo, apunta valores muy elevados de T	
DGOH	04/06/1996	23	80-150-220 l/s – 1 h 300 l/s – 22 h	Ólvena 1 (311220001)	13600	
DGOH	12/11/1997	25	100 l/s	Ólvena 3 (311220007)	70 / 320	
DGOH	14/10/1999	24	150 l/s	Ólvena 4 (311220023)	12600 / 11900	4.6x10 ⁻²
				Ólvena 1 – piezómetro Ólvena 3 – piezómetro SP-01 (311220006) -piezómetro	----- 12500 / 24000	5.5x10 ⁻²
ACESA	08/04/2000	168	350 l/s	Ólvena 4 - bombeo	14000 / 9100	7.8x10 ⁻²
				Ólvena 1 - piezómetro Ólvena 3 – piezómetro SP-01 - piezómetro	5700 16500 / 9800	3.3x10 ⁻² 3.8x10 ⁻²

Más recientemente, durante el verano de 2007, la Confederación Hidrográfica del Ebro realizó un ensayo de bombeo en el piezómetro de Estopiñán anteriormente comentado (Apartado 2.2.1 y Figura 2.15). Durante la realización de dicho ensayo se intentó medir la influencia del bombeo en pozos cercanos sin ningún resultado. La interpretación del ensayo se realizó en un primer momento considerando un acuífero semiconfinado, viendo posteriormente que la curva se interpretaba mejor como un acuífero libre de gran espesor (Tabla 2.3 y 2.4). Este ensayo de bombeo fue posteriormente reinterpretado con la hoja de cálculo MABE (Azcón, 2010) obteniendo unos resultados similares ($T = 30$ m²/día; $r^2 S = 6,1 \cdot 10^{-5}$ a $1,45 \cdot 10^{-6}$ m²; Anejo A.2). La interpretación de estos resultados pone de manifiesto la existencia de un acuífero con doble porosidad; la primera parte de la curva aporta un coeficiente de almacenamiento mayor, lo que se interpreta como al aporte de grandes fracturas en el entorno del pozo, mientras que el tramo final de la curva, con un menor coeficiente de almacenamiento, representaría la porosidad general del acuífero (matriz y fisuras). Los valores obtenidos son de carácter local y sólo pueden tomarse como orientativos dadas las características de este tipo de acuífero (elevada heterogeneidad, extensión geográfica y diferentes grados de fracturación y karstificación).



Figura 2.15. Imágenes del ensayo de bombeo realizado por parte de la CHE en el sondeo de Estopiñán.

Tabla 2.3. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de Estopiñán (Cretácico superior) suponiendo un acuífero semiconfinado (método Hantush).

Sondeo Estopiñán

Ensayo bombeo pozo	$T = 8,88 \text{ m}^2/\text{día}$
Ensayo recuperación pozo	$T = 22-32 \text{ m}^2/\text{día}$

Tabla 2.4. Resultados del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de Estopiñán (Cretácico superior) suponiendo un acuífero libre (método Theis).

Sondeo Estopiñán

Ensayo bombeo pozo	$T = 28 \text{ m}^2/\text{día}$
Ensayo recuperación pozo	$T = 22-32 \text{ m}^2/\text{día}$

La segunda unidad hidrogeológica diferenciada en el área de estudio corresponde a la denominada como unidad hidrogeológica de Estaña, la cual se encuentra constituida por los materiales carbonatados del Triásico medio en facies Muschelkalk (acuífero) así como por las arcillas y yesos del Triásico medio y superior (acuitardo). Los materiales carbonatados del Muschelkalk (Unidad 1; Figura 2.4) en principio parecen no presentar continuidad lateral, mientras que las arcillas triásicas tienen su impronta en la calidad química de sus aguas (DGA-MOPU, 2006). Las Lagunas de Estaña se sitúan sobre esta unidad hidrogeológica y tanto la descripción de sus características hidrogeológicas como la determinación de los parámetros hidráulicos se realiza en detalle en el capítulo 3.

2.2.3 EVOLUCIÓN PIEZOMÉTRICA Y PIEZOMETRÍA

En general, son muy escasos los datos piezométricos históricos existentes en el área de estudio. En la actualidad, tan sólo el recientemente construido y ya comentado piezómetro de Estopiñán (3213-1-0052 y 106 en la Figura 2.9) forma parte de la Red Oficial de Control Piezométrico de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE, 2008) (Figura. 2.16). Dicho punto de control se considera como representativo de la evolución piezométrica en los materiales carbonatados del Cretácico superior al S-SO del Sinclinal de Estopiñán. Los datos de evolución piezométrica obtenidos hasta el momento se presentan en las Figuras 2.16 a 2.18.

Respecto al resto de puntos de control piezométrico, existen otros cuatro puntos en los que se dispone de una cierta evolución histórica de niveles (periodo 1986-2008). En la Figura 2.17 se han representado todos los datos piezométricos disponibles desde 1986 hasta la actualidad, incorporando los niveles piezométricos medidos durante la campañas realizadas en dos trabajos del Curso Internacional de Hidrología Subterránea; en marzo-abril 2004 (Villa, I., y Gracia, M.L.; 2004) y en abril 2008 (González, M y Oliván, C; 2008), así como los correspondientes a las campañas realizadas para la presente tesis: agosto-septiembre 2007, marzo 2008, mayo 2008, septiembre 2008 y abril 2010.

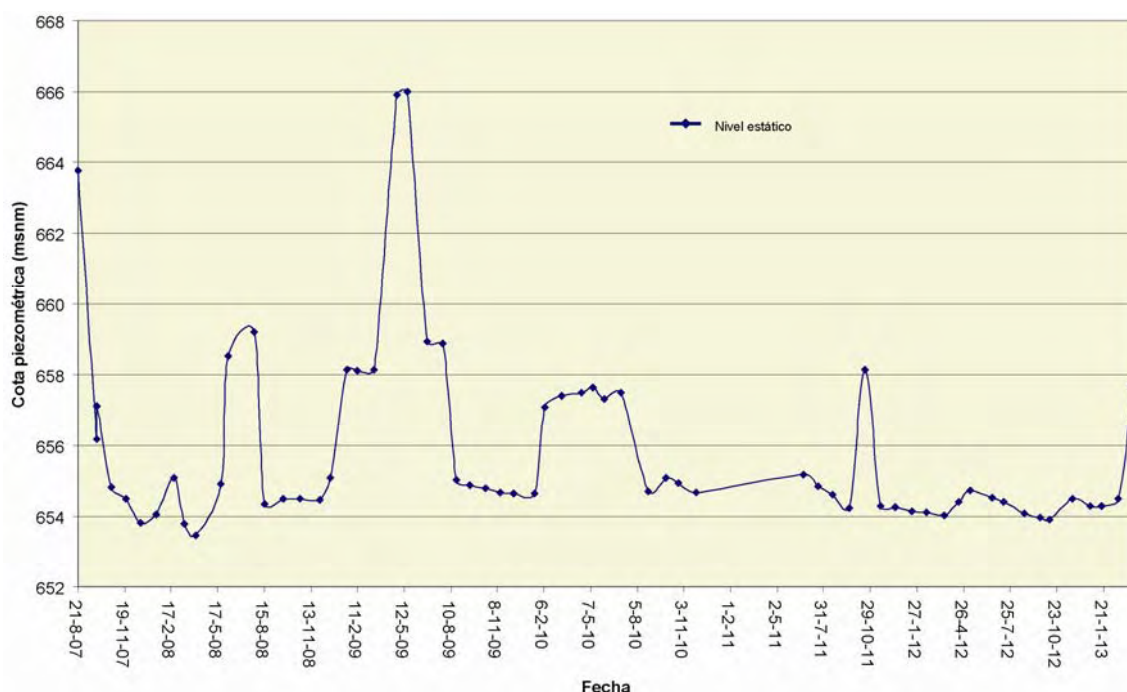


Figura 2.16. Evolución de niveles en el piezómetro de Estopiñán 2007-2013 (fuente: CHE).

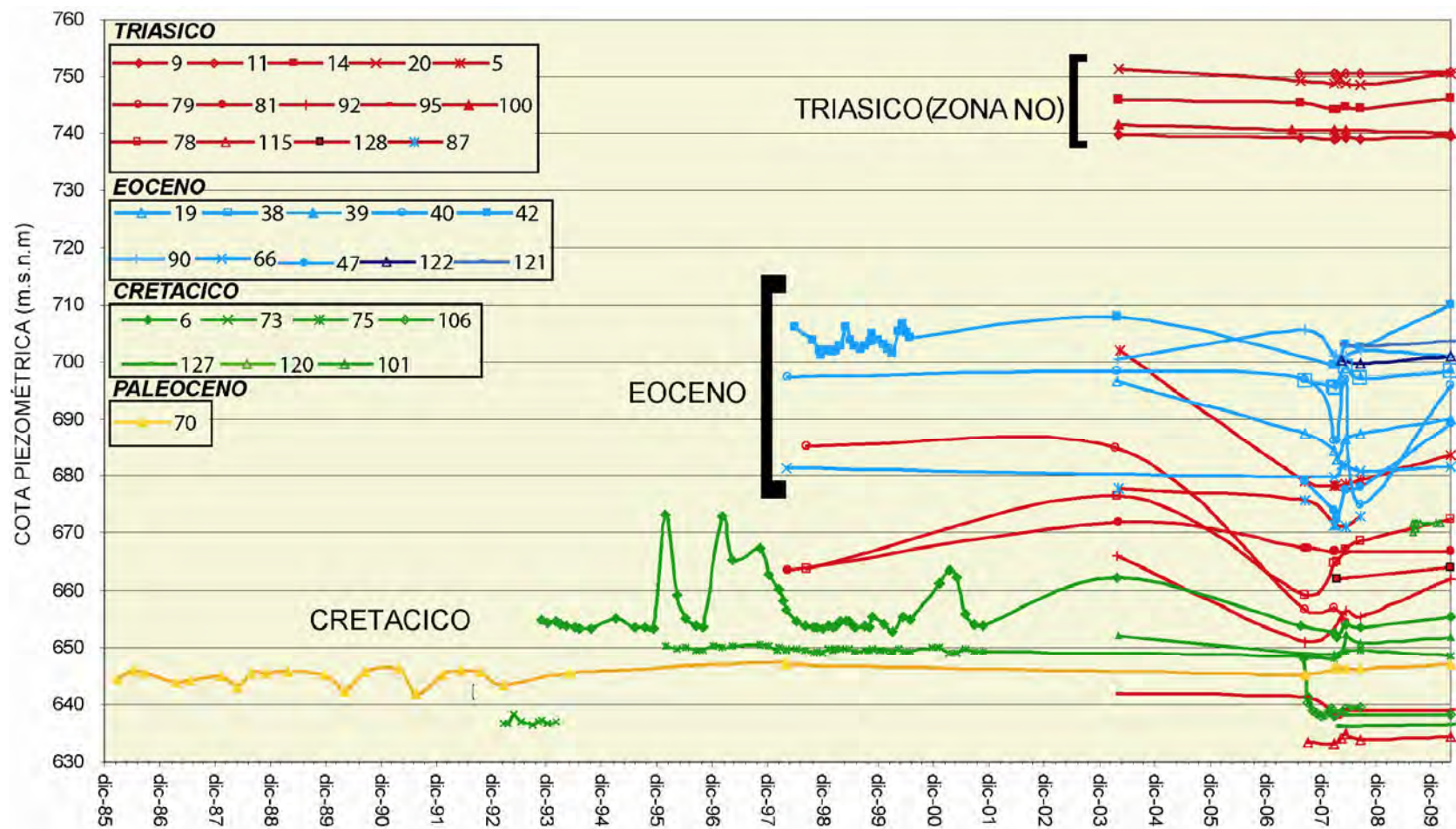


Figura. 2.17. Evolución de niveles piezométricos para el periodo 1986-2010 (verde= Cretácico superior, azul= Eoceno inferior, rojo= Triásico y naranja= Paleoceno)

Como se observa en el gráfico de evolución piezométrica las cotas piezométricas están entre los 630 y 780 msnm. En el Sinclinal de Estopiñán propiamente dicho, las cotas están entre los 630 y 750 msnm aproximadamente. En el gráfico se han diferenciado los puntos de control en función del acuífero considerado (verde para el Cretácico superior, azul para el Eoceno inferior, rojo para el Triásico y naranja para el Paleoceno). Dicho gráfico pone de manifiesto un salto piezométrico significativo y por tanto, una desconexión hidrogeológica entre el Sinclinal de Estopiñán y los niveles medidos en los materiales del Triásico (al NO de dicha estructura). Además, parece indicar la existencia de una cierta desconexión entre los acuíferos correspondientes al Cretácico superior y Eoceno inferior. La cota piezométrica del Eoceno inferior se encuentra por encima de la cota del Cretácico superior, lo que parece confirmar el carácter confinante de las arcillas del Paleoceno en facies Garum, que independizaría ambos acuíferos, así como una recarga y un flujo descendente desde los materiales del Eoceno hacia los del Cretácico.

Por otro lado, las diferentes cotas piezométricas obtenidas parecen poner de manifiesto un sentido de flujo desde el NO (zona central del Sinclinal) hacia el SE (Estopiñán y Camporrells). Hacia el SE-E del Sinclinal de Estopiñán se encuentran las principales zonas de descarga, donde parece existir una posible conexión hidrogeológica entre los materiales del Cretácico superior y los del Triásico. La representación de la evolución piezométrica por acuíferos (Figuras 2.18) permite confirmar y visualizar mejor todo lo comentado hasta el momento. Con respecto a los niveles medidos en el acuífero triásico, estos presentan una cota piezométrica comprendida entre 630 y 760 msnm. Como se ha comentado previamente, las mayores cotas piezométricas obtenidas corresponden a los puntos situados al NO del Sinclinal de Estopiñán, mientras que el resto de cotas piezométricas (entre 630 y 700 msnm) no parecen presentar una distribución espacial concreta. Esto pone de manifiesto una importante heterogeneidad atribuida a los niveles del Triásico.

Los datos obtenidos en las diferentes campañas realizadas durante el desarrollo de esta tesis (agosto-septiembre 2007, marzo 2008, mayo 2008, septiembre 2008 y abril 2010) parecen indicar la existencia de un descenso generalizado de niveles en los puntos relacionados con el Sinclinal de Estopiñán durante los años 2007 y 2008, volviendo a recuperarse en abril de 2010 hasta alcanzar unas posiciones similares a las existentes en marzo-abril de 2004 (Villa y Gracia, 2004). Dicho descenso de niveles se atribuye a una menor recarga durante este periodo como consecuencia de una menor precipitación.

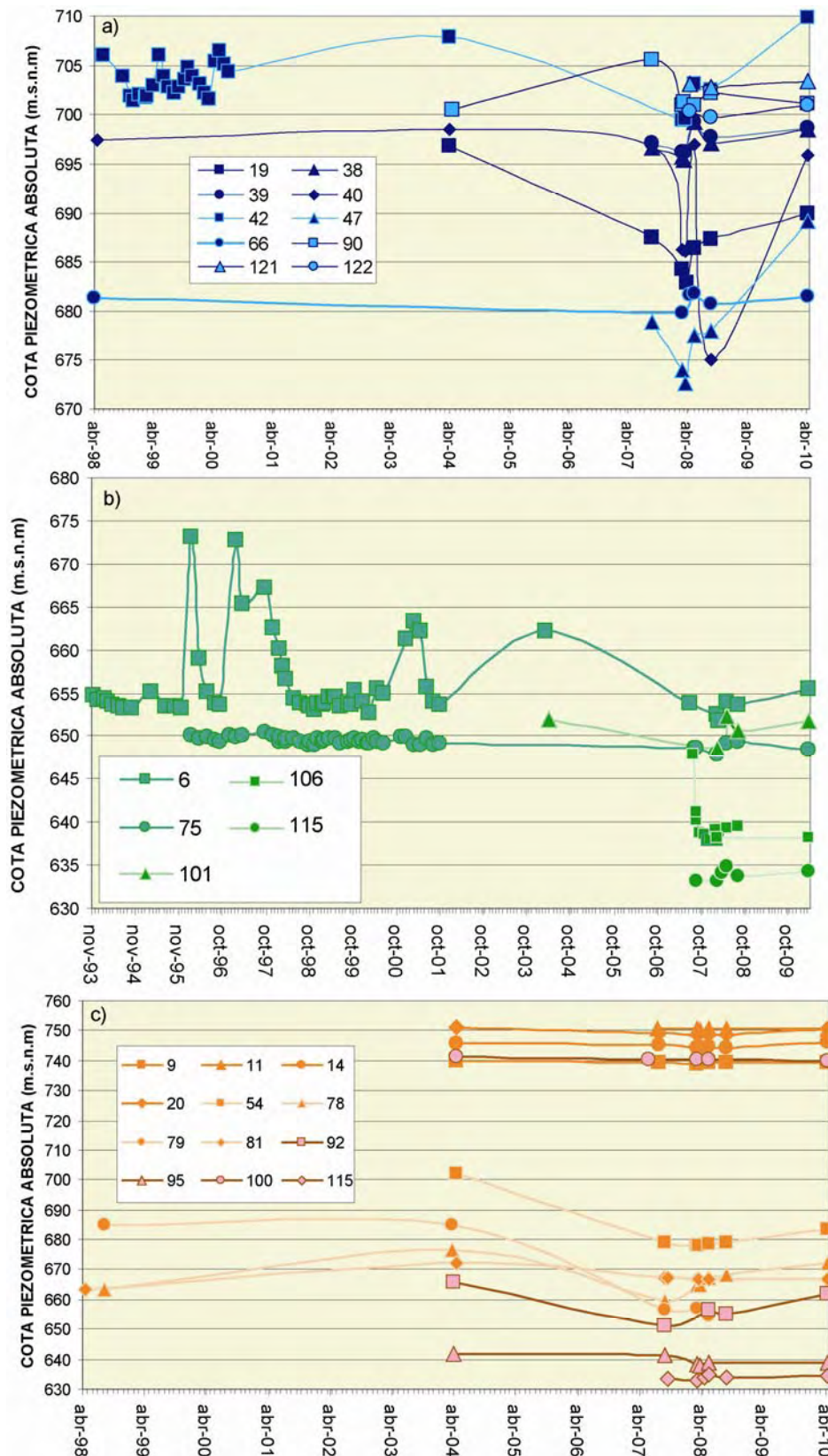


Figura 2.18. Evolución de niveles piezométricos: a) Eoceno (1998-2010), b) Cretácico superior (1993-2010, c) Triásico (1998-2010)

Para la realización de los mapas de isopiezas, se han tenido en cuenta todos los datos obtenidos durante el desarrollo de la presente tesis, haciendo un mayor hincapié en las medidas correspondientes a las campañas de 2008 y 2010. Esta elección se debe a que, una vez cotejada toda la información previa existente, dicha piezometría se considera como representativa de una situación piezométrica promedio a lo largo del periodo estudiado, además de disponerse de un mayor número de puntos de control. Con esta información se ha realizado un mapa de isopiezas medio del periodo 2008-2010 para cada uno de los acuíferos principales, Eoceno y Cretácico superior (Figuras 2.19 y 2.20). No obstante, se ha trabajado con todos los datos, siendo posible realizar piezometrías de menor detalle a partir del resto de campañas: agosto-septiembre 2007, marzo 2008, mayo 2008, septiembre 2008 y abril 2010.

Se han tenido en cuenta un total de 23 puntos con medidas de nivel en pozos y sondeos, así como 4 manantiales (15 pozos y 2 manantiales en el Eoceno, 8 pozos y 2 manantiales en el Cretácico superior). Las piezometrías correspondientes al Eoceno y Cretácico superior en el Sinclinal de Estopiñán (Figuras 2.19 y 2.20 respectivamente) parecen indicar que la recarga principal se produce en el centro del sinclinal y la descarga indica direcciones preferenciales de flujo hacia el S y el E, es decir, hacia las poblaciones de Camporrells y Estopiñán del Castillo.

La información piezométrica obtenida en los materiales triásicos indica un flujo general de NO a SE. Sus niveles se encuentran a cotas superiores a los niveles del Sinclinal de Estopiñán, excepto en las inmediaciones de Camporrells.

Con respecto a la desconexión hidrogeológica entre el Eoceno y el Cretácico superior, uno de los sectores donde mejor puede observarse es en la zona más septentrional del sinclinal, donde los afloramientos del Cretácico se emplazan subverticales, en contacto normal con los materiales del Triásico al N y en contacto normal con las facies Garum al S (Figura 2.21).



698.5

Manantial

Isopieza

Dirección de flujo

GEOLOGÍA

CUATERNARIO

OLIGOCENO (Areniscas y conglomerados)

EOCENO (Calizas con alveolinas y niveles margosos)

PALEOCENO (FC. GARUM)

CRETÁCICO (Calizas con rudistas)

JURÁSICO (Calizas)

TRIASICO (yesos, arcillas y dolomias)

Figura 2.19. Mapa de isopiezas promedio del periodo 2008-2010 correspondiente al Eoceno inferior

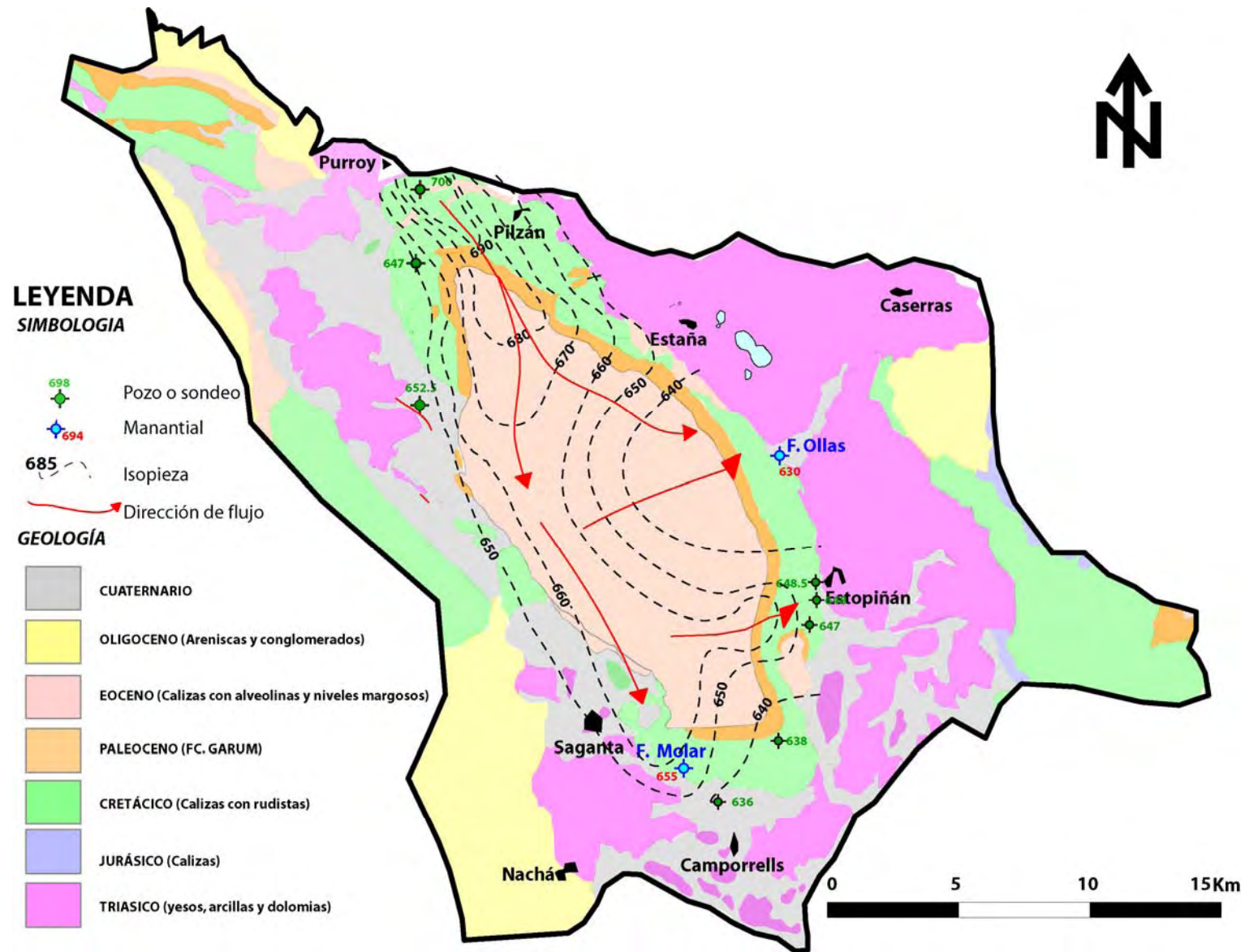


Figura 2.20. Mapa de isopiezas promedio del periodo 2008-2010 correspondiente al Cretácico superior.

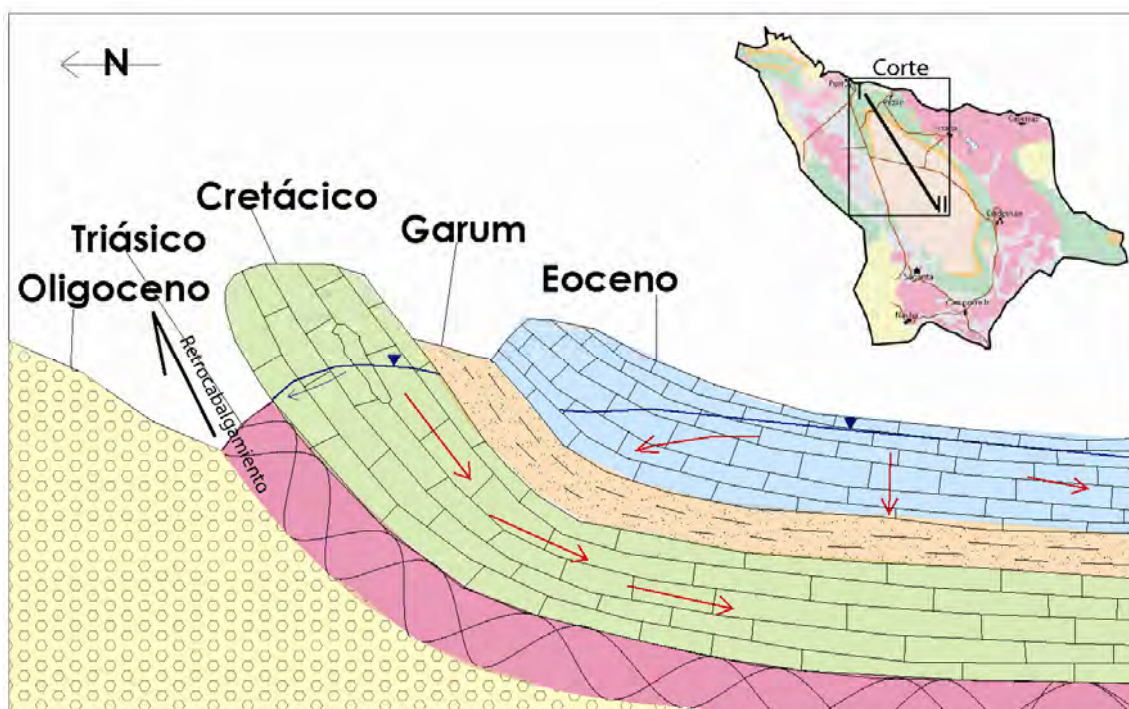


Figura 2.21. Corte esquemático en el que se muestra la desconexión entre el Cretácico superior y el Eoceno inferior en la zona norte del Sinclinal de Estopiñán (modificado de González, M y Oliván, C; 2008)

En la Figura 2.22 se sitúan las zonas principales de descarga observadas en relación con el Sinclinal de Estopiñán, la dirección preferente de la fracturación, así como las zonas de mayor karstificación. La mayor red de discontinuidades la conforma una fracturación paralela al eje axial del pliegue de dirección NO-SE, a lo largo de las cuales se sitúan diferentes cavidades kársticas (González, M y Oliván, C; 2008) como las observadas en Estaña, Estopiñán y Camporrells (Figura 2.23). En la zona de Estaña se observa una importante karstificación asociada a los carbonatos triásicos en facies *Muschelkalk* con desarrollo de cavidades. Cabe destacar además la presencia de significativos depósitos de travertino, cuya mayor concentración se observa en la zona de descarga de Camporrells, en el contacto de las calizas cretácicas y las margas con yesos del Triásico (Figura 2.23). También se observan travertinos en el contacto entre los materiales eocenos y las facies *Garum* en las inmediaciones de la Fuente Redonda. Todo ello indica la importancia de dichas descargas en el pasado, asociadas a substanciales caudales con flujo turbulento y aguas con altos contenidos CO_2 .

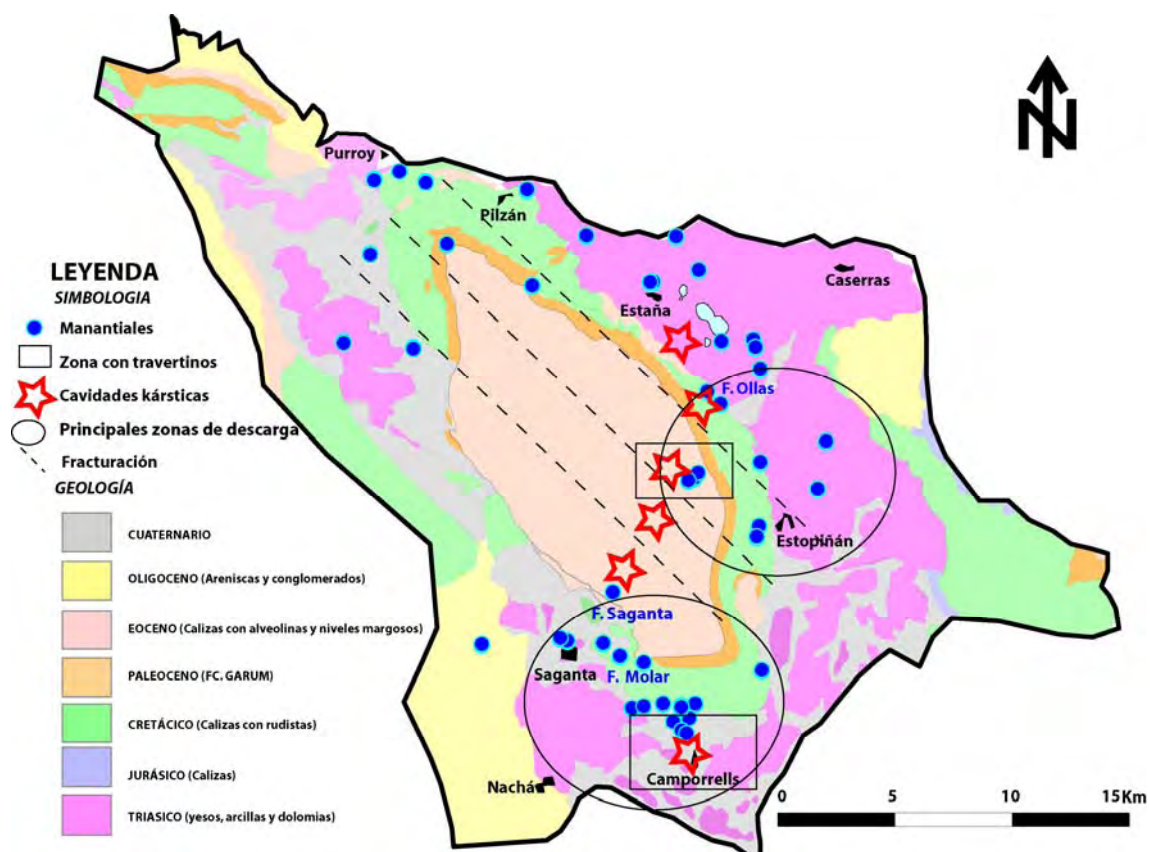


Figura 2.22. Mapa de situación de las principales zonas de descarga, travertinos y cavidades kársticas.



Figura 2.23. Principales cavidades y depósitos de travertino observados, a) y b) Estaña (Fc. Muschelkalk), c) Sinclinal de Estopiñán (Eoceno inferior), d) Camporrells (Cretácico superior).

2.2.4 CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA

Caracterización hidroquímica e isotópica de la precipitación

Para caracterizar hidroquímicamente e isotópicamente el agua de precipitación se instalaron cinco tomamuestras situados en el Vértice de San Quílez, Purroy de la Solana, Aeródromo de Benabarre, Fuente del Molar (Camporrells) y Estación Meteorológica de Estaña (junto a la Laguna Grande de Estaña). En la Figura 2.25 y Tabla 2.5 se indica la localización y cota topográfica de estos cinco puntos de muestreo. Estos puntos se han considerado los más apropiados ya que cumplen las características de representatividad del agua de recarga, además de encontrarse en lugares poco transitados y no afectados por posibles “efectos de sombra” como vegetación y/o edificios.

Los tomamuestras consisten en un pluviómetro de 4 litros de capacidad situado en el interior de un cubo de mayor diámetro lastrado con grava para evitar el vuelco. El pluviómetro tiene un tape con pequeños agujeros para impedir la entrada de partículas o insectos así como para recoger tanto la deposición húmeda (lluvia, granizo, nieve) como la deposición seca (polvo). Su interior contenía una lámina flotante de parafina líquida para evitar el fraccionamiento isotópico por evaporación (Figura 2.24).

En función del periodo y del punto de muestreo, se han tomado muestras tanto de eventos de lluvia concretos como de la precipitación acumulada a lo largo de un determinado periodo de tiempo. La recogida de las muestras se realiza evitando arrastrar la parafina. Los resultados presentados corresponden a las muestras pertenecientes al periodo comprendido entre septiembre de 2007 y noviembre de 2009 (Tablas 2.6 y 2.7, figura 2.26).

Tabla 2.5. Situación y cota de los tomamuestras de agua de lluvia.

Punto	Toponimia	UTMX H30	UTMY H30	cota (msnm)
T1	Aeródromo de Benabarre	787882	4658095	756
T2	Purroy de la Solana	786475	4662034	878
T3	Ermita de San Quílez	787636	4654827	1083
T4	Manantial del Molar	791168	4652494	654
T5	Laguna Grande Estaña	792526	4659118	677



Figura 2.24. Ejemplo de tomamuestras de agua de lluvia instalado en la zona de estudio.

Se han analizado un total de 85 muestras, 35 corresponden a muestras acumuladas y 50 a eventos puntuales. En 52 casos se ha realizado tanto análisis químico de elementos mayoritarios como isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. De las 33 restantes, en 22 se han analizado únicamente elementos mayoritarios mientras que en las otras 11 únicamente $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Por otro lado, con objeto de conocer el contenido en tritio en la precipitación actual se ha procedido a su análisis en 11 muestras, en su mayoría acumuladas.

De los 73 análisis químicos completos realizados, 9 corresponden al Vértice de San Quílez, 19 a Purroy de Solana, 18 al Aeródromo de Benabarre, 12 a la Fuente del Molar (Camporrells) y 15 a la Estación Meteorológica de Estaña (Laguna Grande). Se ha calculado el error en el balance iónico, eliminando 5 muestras por presentar un error superior al 10 %. Así mismo, no se han considerado 3 muestras por presentar una conductividad eléctrica superior a 110 $\mu\text{S}/\text{cm}$, muy por encima de la mayor parte de muestras analizadas, las cuales presentan una conductividad eléctrica comprendida entre 7 y 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con un promedio de 26 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Por otro lado, de los 65 análisis químicos restantes, en 26 de ellos la concentración en sodio está por debajo del límite de determinación, por lo que dichos análisis no se han tenido en cuenta al obtener los parámetros estadísticos correspondientes al sodio. Los datos finalmente considerados en cada uno de los tomamuestras para la caracterización química de la precipitación se presentan en las Tablas 2.7a y 2.7b así como en las Figuras 2.26a y 2.26b

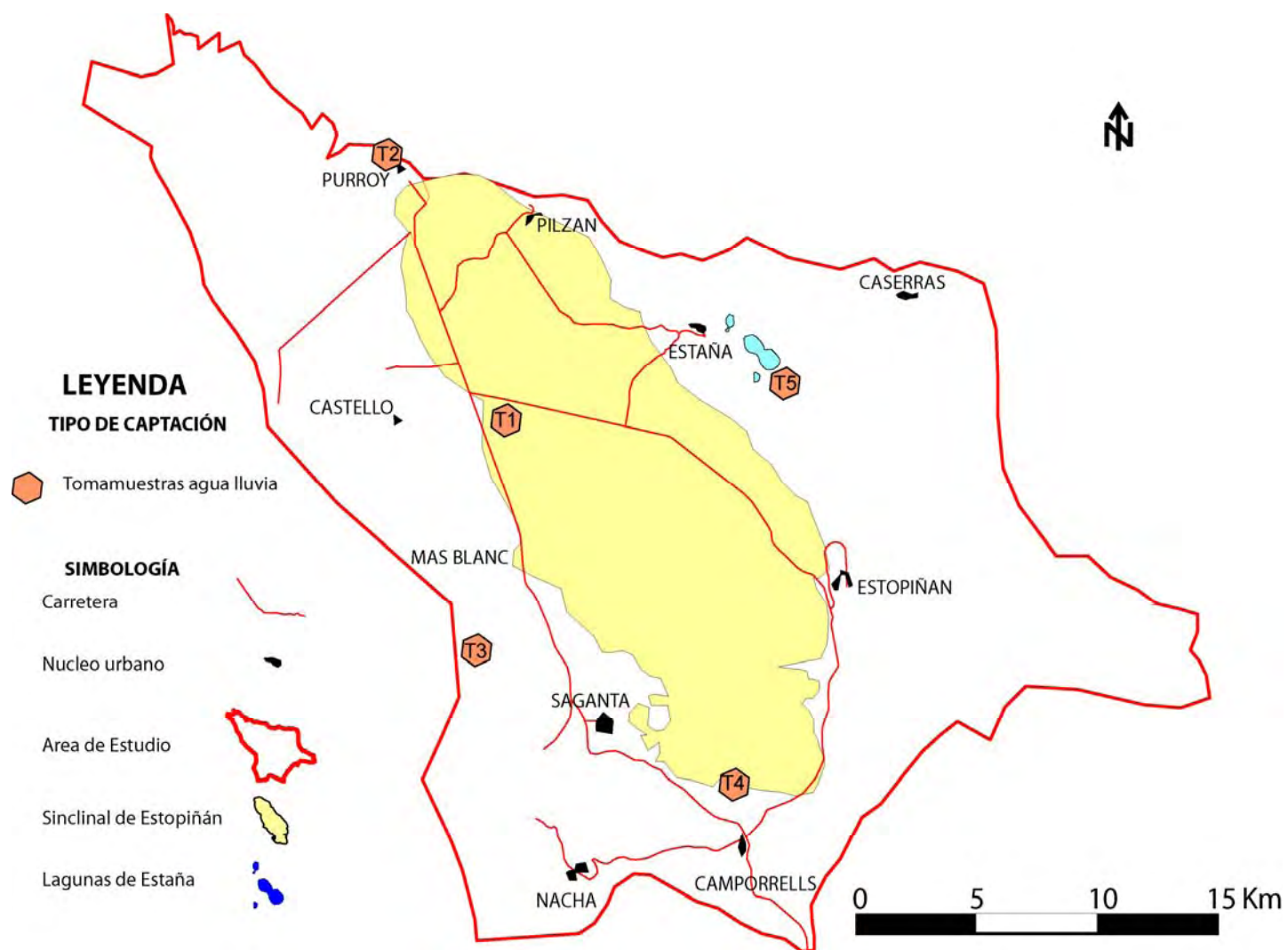


Tabla 2.6. Análisis químicos e isotópicos realizados en el agua de precipitación entre septiembre de 2007 y noviembre de 2009. (Isotópico: $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$).

Tomamuestras	Fecha	Análisis			Muestra	Volumen (mm)
T1	06/09/2007		isotopico		acumulada	
T2	06/09/2007	quimico	isotopico		acumulada	
T4	06/09/2007		isotopico		acumulada	
T1	29/11/2007	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T2	29/11/2007	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T3	29/11/2007	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T4	29/11/2007	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T5	29/11/2007	quimico	isotopico		acumulada	
T1	24/01/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T2	24/01/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T3	24/01/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T4	24/01/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T5	24/01/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T1	27/02/2008	quimico			evento	
T2	27/02/2008	quimico			evento	
T3	27/02/2008	quimico			acumulada	
T4	27/02/2008	quimico			acumulada	
T5	27/02/2008	quimico			acumulada	
T1	19/03/2008		isotopico		evento	
T2	19/03/2008		isotopico		evento	
T5	19/03/2008		isotopico		evento	
T2	31/03/2008	quimico	isotopico		evento	
T4	31/03/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T5	31/03/2008		isotopico		evento	
T2	08/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T2	09/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T1	10/04/2008	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T2	10/04/2008		isotopico		evento	
T4	10/04/2008	quimico	isotopico	tritio	acumulada	
T5	10/04/2008	quimico	isotopico	tritio	evento	
T2	13/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T1	20/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T5	20/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T2	22/04/2008	quimico	isotopico		evento	
T3	28/04/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T4	28/04/2008	quimico	isotopico		acumulada	50
T2	16/05/2008	quimico	isotopico		evento	
T1	18/05/2008	quimico	isotopico		evento	
T5	18/05/2008	quimico	isotopico		evento	
T3	21/05/2008	quimico	isotopico		acumulada	70
T4	21/05/2008	quimico	isotopico		acumulada	
T2	27/05/2008	quimico	isotopico	tritio	evento	55
T1	29/05/2008	quimico	isotopico		evento	50
T2	29/05/2008		isotopico		evento	10
T3	29/05/2008	quimico	isotopico	tritio	acumulada	50
T4	29/05/2008	quimico	isotopico		acumulada	45
T5	29/05/2008	quimico	isotopico		acumulada	50
T1	04/06/2008	quimico	isotopico		evento	16
T5	04/06/2008	quimico	isotopico		evento	17
T2	05/06/2008	quimico	isotopico		evento	20
T4	18/06/2008	quimico	isotopico		acumulada	80
T1	27/06/2008	quimico	isotopico		evento	62
T5	27/06/2008		isotopico		evento	15
T2	11/07/2008	quimico	isotopico	tritio	evento	50
T2	11/07/2008	quimico	isotopico		evento	25
T3	23/07/2008	quimico	isotopico		acumulada	100
T4	23/07/2008	quimico	isotopico		acumulada	20
T1	21/09/2008	quimico	isotopico		evento	32
T1	26/09/2008	quimico	isotopico		acumulada	17
T5	02/10/2008	quimico	isotopico	tritio	acumulada	45
T3	03/10/2008	quimico	isotopico		acumulada	25
T4	04/10/2008	quimico	isotopico		acumulada	45
T5	07/11/2008	quimico	isotopico		evento	15
T1	11/11/2008	quimico	isotopico		evento	7
T3	11/11/2008	quimico	isotopico		acumulada	>100
T4	11/11/2008	quimico	isotopico		acumulada	>100
T1	02/01/2009	quimico			evento	75
T5	02/01/2009	quimico			evento	70
T1	06/04/2009	quimico			evento	28
T5	06/04/2009	quimico			evento	28
T2	12/04/2009	quimico			evento	90
T1	14/04/2009	quimico			evento	90
T5	14/04/2009	quimico			evento	90
T1	29/04/2009	quimico			evento	50
T5	29/04/2009	quimico			evento	95
T2	30/04/2009	quimico			evento	30
T5	20/07/2009	quimico			evento	75
T1	23/07/2009		isotopico		evento	7
T1	08/08/2009	quimico			evento	38
T2	09/08/2009	quimico			evento	13
T2	22/09/2009	quimico			evento	40
T1	24/09/2009	quimico			evento	45
T5	24/09/2009	quimico			evento	45
T1	14/10/2009		isotopico		evento	7
T2	03/11/2009	quimico			evento	100

Tabla 2.7a. Análisis químicos considerados en cada tomamuestras para la caracterización hidroquímica de la precipitación (2007-2009). Parámetros estadísticos principales (media, mediana y desviación típica) (n.d = por debajo del límite de determinación); %error = $200 * (\sum \text{cat} - \sum \text{an}) / (\sum \text{cat} + \sum \text{an})$; Custodio y Llamas; 1983). Parámetros estadísticos en el caso del sodio considerando únicamente análisis por encima del límite de determinación.

Punto	Toponimia	Fecha	DQO	mg/l										µS/cm						mm	Muestra	
				Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error	CO ₂		Volumen
T1	T1-LL29nov AERÓDROMO	29/11/2007	nd	1.00	9.00	11.00	0.00	0.70	0.50	7.00	0.19	0.00	0.00	0.005	6.7	39	27	11.0	7.5	8.8		acu
T1	T1-LL 10abril AERÓDROMO	10/04/2008	5.70	1.00	2.00	2.00	2.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.0	11	nd	5.7	-1.6	8.8		acu
T1	T1-LL 20abril AERÓDROMO	20/04/2008	2.10	1.00	1.00	4.00	1.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	7.6	10	nd	1.9	1.4	nd		eve
T1	T1-LL 18mayo AERÓDROMO	18/05/2008	5.00	1.00	1.00	4.00	1.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	7.2	13	nd	4.2	1.4	nd		eve
T1	T1-LL 29mayo AERÓDROMO	29/05/2008	4.00	1.00	1.00	4.00	1.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	7.90	nd	7.3	11	nd	3.4	1.4	nd	50	eve
T1	T1-LL4junio AERÓDROMO	04/06/2008	nd	1.40	4.36	0.60	1.04	0.83	0.86	0.97	0.20	0.46	0.08	0.004	6.0	16	14	13.2	2.5	7.7	16	eve
T1	T1-LL27junio AERÓDROMO	27/06/2008	11.90	2.15	3.64	0.82	0.00	1.57	0.25	0.66	0.75	0.00	0.18	0.005	5.6	13	nd	10.0	-5.9	19.8	62	eve
T1	T1-LL21sept AERÓDORMO	21/09/2008	29.40	2.48	11.17	15.70	6.11	1.78	0.83	10.47	0.86	1.95	1.34	0.002	5.9	66	49	42.8	4.9	16.5	32	eve
T1	T1-LL26sept AERÓDROMO	26/09/2008	11.50	2.30	4.52	4.09	0.00	1.55	0.26	2.25	0.46	0.00	0.02	0.003	5.8	15	15	11.2	-5.8	28.6	17	acu
T1	T1-LL 11nov ERÓDROMO	11/11/2008	2.50	0.24	0.37	7.00	0.63	0.31	0.90	1.10	0.09	0.00	0.10	0.004	7.0	13	11	2.1	4.0	nd	7	eve
T1	T1-LL2ENE AERÓDROMO	02/01/2009	5.40	0.39	0.62	9.94	0.64	0.31	1.01	1.96	0.13	0.00	0.20	0.002	7.5	18	12	6.5	0.5	5.5	75	eve
T1	T1-LL6ABR AERÓDROMO	06/04/2009	13.00	0.30	0.74	18.30	0.99	0.27	2.02	2.96	0.31	0.00	0.20	0.003	7.1	37	30	13.2	-1.6	8.8	28	eve
T1	T1-LL14ABR AERÓDORMO	14/04/2009	2.60	0.18	0.61	6.86	0.99	0.20	1.03	0.99	0.03	0.00	0.20	0.003	7.5	10	nd	2.8	-1.5	4.4	90	eve
T1	T1-LL29ABR AERÓDROMO	29/04/2009	8.40	0.48	1.39	12.90	2.24	0.43	1.39	3.26	0.35	0.00	7.40	0.006	7.1	25	20	10.3	5.2	8.8	50	eve
T1	T1-LL8AGO AERÓDROMO	08/08/2009	47.00	2.29	5.41	39.60	0.09	1.97	0.68	14.12	0.75	0.00	2.40	0.005	6.6	80	90	71.0	4.6	11.0	38	eve
T1	T1-LL24SEP AERÓDROMO	24/09/2009	13.70	0.31	1.30	11.00	2.05	0.24	1.89	1.84	0.08	0.00	0.20	nd	7.4	25	26	12.5	4.5	16.5	45	eve
media			11.6	1.1	3.0	9.5	1.2	0.8	1.0	3.2	0.3	0.2	1.3	6.8		25.1	29.5					
mediana			7.1	1.0	1.3	6.9	1.0	0.6	1.0	1.5	0.2	0.0	0.2	7.1		15.5	23.0					
desv.típica			12.5	0.8	3.2	9.6	1.5	0.7	0.5	3.9	0.3	0.5	2.6	0.7		20.9	24.2					

			mg/l												µS/cm						mm	
Punto	Toponimia	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	% error	CO ₂	Volumen	Muestra
T2	T2-LL24ene PURROY	24/01/2008	1.20	1.00	5.00	12.00	0.00	0.46	2.00	3.00	0.07	0.00	0.10	nd	6.2	31	20	<0.5	2.4	7.7		acu
T2	T2-LL 27feb PURROY	27/02/2008	2.80	1.00	6.00	2.00	10.00	n.d	2.00	4.00	0.00	0.00	0.10	0.004	6.8	36	26	2.5	5.2	4.4		eve
T2	T2-LL 31MAR PURROY	31/03/2008	2.50	1.00	7.00	6.00	5.00	n.d	2.00	4.00	0.00	0.30	0.10	0.022	6.2	36	27	2.0	3.5	7.7		eve
T2	T2-LL 8abril PURROY	08/04/2008	2.80	1.00	3.00	6.00	5.00	n.d	2.00	2.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.1	24	15	2.7	-1.6	11.0		eve
T2	T2-LL 9abril PURROY	09/04/2008	2.80	1.00	1.00	2.00	3.00	n.d	1.00	1.00	0.00	0.00	4.30	nd	6.2	7	nd	1.9	1.9	2.2		eve
T2	T2-LL 13abril PURROY	13/04/2008	1.40	1.00	3.00	4.00	5.00	n.d	1.00	3.00	0.00	0.00	0.20	nd	6.8	23	17	1.2	-1.7	nd		eve
T2	T2-LL 22abril PURROY	22/04/2008	3.70	1.00	1.00	5.00	0.00	n.d	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.8	12	nd	4.0	1.2	nd		eve
T2	T2-LL 16mayo PURROY	16/05/2008	7.00	1.00	3.00	5.00	1.00	n.d	1.00	2.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.6	18	14	6.3	-3.3	nd		eve
T2	T2-LL 27mayo PURROY	27/05/2008	5.00	1.00	3.00	5.00	1.00	n.d	1.00	2.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.6	17	14	3.5	-3.3	nd	55	eve
T2	T2-LL5junio PURROY	05/06/2008	14.20	1.05	6.45	1.65	1.11	0.65	0.45	2.54	0.19	0.00	0.07	0.002	5.8	19	15	9.6	-5.6	5.5	20	eve
T2	T2-LL11junio PURROY	11/07/2008	4.00	1.45	4.00	3.08	0.76	0.84	0.75	1.58	0.20	0.88	0.01	0.004	5.9	15	14	3.7	-2.3	4.4	50	eve
T2	T2-LL26sep PURROY	11/07/2008	13.70	1.03	9.34	11.20	0.00	0.70	1.36	4.88	0.20	0.00	0.46	nd	6.1	41	33	14.9	-3.8	15.4	25	eve
T2	T2-LL12ABR PURROY	12/04/2009	2.40	0.21	1.53	4.89	1.13	0.19	0.95	1.03	0.03	0.00	0.02	0.004	7.4	14	10	3.1	2.1	2.2	90	eve
T2	T2-LL30ABR PURROY	30/04/2009	11.10	0.25	1.82	8.88	1.43	0.24	0.85	2.82	0.09	0.00	0.20	nd	7.1	18	16	11.3	4.8	8.8	30	eve
T2	T2-LL9AGO PURROY	09/08/2009	27.90	0.82	3.43	26.30	1.19	0.67	2.01	6.95	0.99	0.00	0.60	nd	7.1	66	58	23.2	4.1	27.5	13	eve
T2	T2-LL22SEP PURROY	22/09/2009	22.30	0.39	3.34	20.80	2.57	0.34	2.06	5.95	0.16	0.00	0.60	nd	7.2	49	64	23.4	5.0	15.4	40	eve
T2	T2-LL3NOV PURROY	13/11/2009	4.70	0.43	1.57	8.56	0.82	0.31	1.06	1.98	0.07	0.00	0.20	0.001	7.4	19	15	4.3	1.7	7.7	100	eve
	media		7.6	0.9	3.7	7.9	2.3	0.5	1.3	2.9	0.1	0.1	0.4		6.6	26.2	23.9					
	mediana		4.0	1.0	3.0	5.0	1.1	0.5	1.0	2.5	0.0	0.0	0.1		6.6	19.0	16.3					
	desv.típica		7.8	0.3	2.3	6.7	2.6	0.2	0.6	1.7	0.2	0.2	1.0		0.5	15.2	16.1					

			mg/l												µS/cm		mm					
Punto	Toponimia	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error	CO ₂	Volumen	Muestra
T3	T3-LL 27feb SAN QUILEZ	27/02/2008	4.60	1.00	8.00	1.00	17.00	n.d	2.00	6.00	0.00	1.30	0.10	0.008	4.6	43	31	2.6	-4.1	12.1		acu
T3	T3-LL 28abril S. QUILEZ	28/04/2008	6.10	3.00	3.00	7.00	0.00	3.00	1.00	1.00	0.00	0.00	0.20	nd	6.5	26	20	7.4	0.5	na		acu
T3	T3-LL 21mayo S. QUILEZ	21/05/2008	7.20	1.00	4.00	6.00	1.00	n.d	1.00	3.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.5	21	16	7.7	2.9	na	70	acu
T3	T3-LL 29mayo S. QUILEZ	29/05/2008	3.90	1.00	2.00	4.00	0.00	n.d	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.7	8	N.D.	3.2	-2.1	na	50	acu
T3	T3-LL23julio S. QUILEZ	23/07/2008	11.50	1.03	6.62	4.01	0.00	0.64	0.74	2.55	0.36	0.44	0.17	nd	5.9	21	17	10.2	-3.0	20.9	100	acu
T3	T3-LL2oct S. QUILEZ	03/10/2008	17.20	1.34	10.45	14.80	0.00	0.92	0.42	8.06	0.22	0.00	0.84	nd	5.9	46	34	21.0	-3.0	26.4	25	acu
T3	T3-LL 11nov SAN QUILEZ	11/11/2008	3.20	4.57	1.07	11.60	0.16	4.10	0.85	1.20	1.86	0.00	0.10	0.006	6.8	57	38	3.5	3.5	na	>100	acu
	media		7.7	1.8	5.0	6.9	2.6	2.2	1.0	3.3	0.3	0.2	0.2		6.1	31.7	25.8					
	mediana		6.1	1.0	4.0	6.0	0.0	2.0	1.0	2.6	0.0	0.0	0.1		6.5	26.0	25.5					
	desv.típica		5.0	1.4	3.4	4.8	6.4	1.7	0.5	2.8	0.7	0.5	0.3		0.8	17.3	9.4					

Tabla 2.7b. Análisis químicos considerados en cada tomamuestras para la caracterización hidroquímica de la precipitación (2007-2009). Parámetros estadísticos principales (media, mediana y desviación típica) (n.d = por debajo del límite de determinación); %error = $200 * (\sum \text{cat} - \sum \text{an}) / (\sum \text{cat} + \sum \text{an})$; Custodio y Llamas; 1983). Parámetros estadísticos en el caso del sodio considerando únicamente análisis por encima del límite de determinación.

mg/l															µS/cm			mm				
Punto	Toponimia	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error	CO ₂	Volumen	Muestra
T4	T4-LL29nov MOLAR	29/11/2007	nd	1.00	9.00	7.00	0.00	0.61	1.00	4.00	0.15	0.00	0.00	nd	6.8	27.00	21	4.9	-5.4	6.6		acu
T4	T4-LL 27feb MOLAR	27/02/2008	9.70	1.00	1.00	3.00	2.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	5.4	15	12	11.2	1.7	20.9		acu
T4	T4-LL 31mar MOLAR	31/03/2008	3.20	1.00	2.00	1.00	11.00	nd	2.00	2.00	0.00	0.30	0.10	nd	5.8	26	16	1.9	0.7	3.3		acu
T4	T4-LL 10abril MOLAR	10/04/2008	4.00	1.00	3.00	1.00	2.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	0.016	6.0	9	nd	2.1	-4.9	2.2		acu
T4	T4-LL 28abril MOLAR	28/04/2008	1.20	1.00	1.00	5.00	0.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.7	7	nd	0.8	1.2	na	50	acu
T4	T4-LL 21mayo MOLAR	21/05/2008	4.70	1.00	1.00	4.00	1.00	nd	1.00	1.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.5	8	nd	4.0	1.4	na		acu
T4	T4-LL 29mayo MOLAR	29/05/2008	4.30	1.00	2.00	6.00	1.00	nd	1.00	2.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.0	12	nd	3.7	-0.9	na	45	acu
T4	T4-LL18junio MOLAR	18/06/2008	7.60	0.45	2.31	3.70	0.61	0.27	0.55	1.36	0.18	0.90	0.01	nd	5.9	13	nd	5.7	-1.1	7.7	80	acu
T4	T4-LL23julio MOLAR	23/07/2008	28.80	1.31	14.36	3.45	2.88	0.97	1.26	5.84	0.49	1.41	0.60	nd	5.5	44	34	44.2	2.8	39.6	20	acu
T4	T4-LL20octubre MOLAR	04/10/2008	14.10	0.74	5.71	7.71	0.00	0.49	1.29	2.96	0.14	0.00	0.58	0.002	5.9	28	22	16.5	4.9	11.0	45	acu
T4	T4-LL 11noviembre MOLAR	11/11/2008	5.3	0.7	1	6	1	1	1	1	0	0.00	0.10	0.000	6.3	17	14	6.6	2.6	na	>100	acu
media			8.3	0.9	3.9	4.4	1.9	0.7	1.1	2.1	0.1	0.2	0.2		6.1	18.7	19.8					
mediana			5.0	1.0	2.0	4.0	1.0	0.6	1.0	1.4	0.0	0.0	0.1		6.0	15.0	18.5					
desv.típica			8.1	0.2	4.3	2.3	3.2	0.3	0.4	1.6	0.1	0.5	0.2		0.5	11.3	7.8					

mg/l															µS/cm			mm				
Punto	Toponimia	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error	CO ₂	Volumen	Muestra
T5	T5-LL24ene LAGUNA	24/01/2008	1.00	1.00	4.00	6.00	2.00	0.49	1.00	3.00	0.05	0.30	0.10	nd	5.9	20.00	14	<0.5	5.3	3.3		acu
T5	T5-LL 27feb LAGUNA	27/02/2008	2.00	1.00	6.00	7.00	4.00	nd	2.00	3.00	0.00	1.80	0.10	0.009	6.1	32	24	1.2	-5.3	3.3		acu
T5	T5-LL 10abril LAGUNA	10/04/2008	1.40	1.00	12.00	4.00	4.00	nd	2.00	5.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.1	42	28	1.1	1.8	2.2		eve
T5	T5-LL 20abril LAGUNA	20/04/2008	1.20	1.00	3.00	8.00	1.00	nd	1.00	3.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.2	18	13	0.8	-2.3	na		eve
T5	T5-LL 18mayo LAGUNA	18/05/2008	2.90	1.00	3.00	8.00	1.00	nd	1.00	3.00	0.00	0.00	0.10	nd	6.1	18	15	2.2	-2.3	na		eve
T5	T5-LL 29mayo LAGUNA	29/05/2008	5.70	1.00	8.00	19.00	0.00	nd	1.00	8.00	0.00	0.00	0.40	nd	6.1	44	40	4.3	-4.8	na	50	acu
T5	T5-LL2octubre LAGUNA	02/10/2008	12.00	1.26	9.98	26.00	0.00	0.89	0.36	12.18	0.33	0.00	0.52	0.016	6.5	62	47	10.7	2.4	31.9	45	acu
T5	T5-LL 7noviembre LAGUNA	07/11/2008	3.00	0.19	0.72	9.50	0.65	0.27	1.20	1.62	0.09	0.00	0.10	0.002	6.3	20	17	2.6	4.0	na	15	eve
T5	T5-LL2ENE LAGUNA	02/01/2009	2.90	0.31	0.63	7.77	0.66	0.18	0.96	1.52	0.03	0.00	0.20	0.002	7.5	10	nd	3.8	2.5	3.3	70	eve
T5	T5-LL6ABR LAGUNA	06/04/2009	13.10	0.14	0.59	9.03	0.26	0.14	0.88	1.88	0.05	0.00	0.20	nd	7.3	18	17	13.5	3.2	6.6	28	eve
T5	T5-LL12ABR LAGUNA	14/04/2009	3.10	0.23	0.75	7.44	0.96	0.22	0.95	1.58	0.03	0.00	0.20	0.005	7.3	17	14	3.1	5.0	4.4	90	eve
T5	T5-LL29ABR LAGUNA	29/04/2009	6.50	0.28	1.53	14.10	0.58	0.34	0.73	4.23	0.05	0.00	0.20	nd	7.1	29	26	6.5	2.7	5.5	95	eve
T5	T5-LL20JUL LAGUNA	20/07/2009	20.00	0.65	2.76	15.30	8.02	0.63	0.82	7.55	0.29	0.00	0.40	0.004	6.7	47	57	21.1	5.2	22.0	75	eve
T5	T5-LL24SEP LAGUNA	24/09/2009	17.60	1.64	1.89	15.30	2.73	0.38	2.11	3.66	1.00	0.00	0.20	nd	7.1	42	46	17.4	4.9	14.3	45	eve
media			6.6	0.8	3.9	11.2	1.8	0.4	1.1	4.2	0.1	0.2	0.2		6.6	29.9	27.5					
mediana			3.1	1.0	2.9	8.5	1.0	0.3	1.0	3.0	0.0	0.0	0.2		6.4	24.5	24.0					
desv.típica			6.4	0.5	3.7	6.0	2.2	0.2	0.5	3.1	0.3	0.5	0.1		0.6	15.2	15.0					

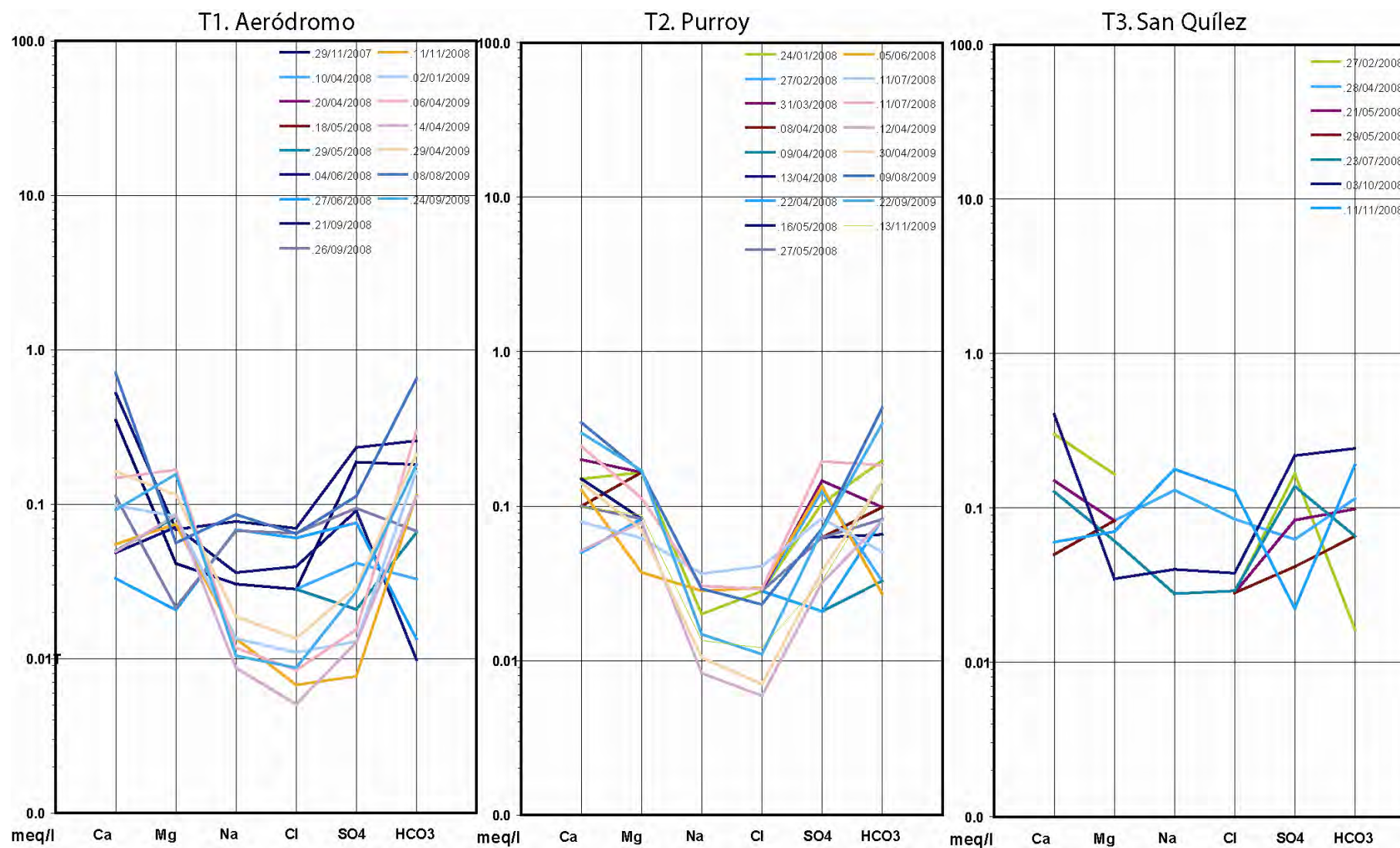


Figura 2.26a. Representación de análisis químicos del agua de precipitación mediante diagramas Schoeller-Berkaloff en el periodo 2007-2009

(T1: Aeródromo; T2: Purroy de Solana y T3: San Quílez)

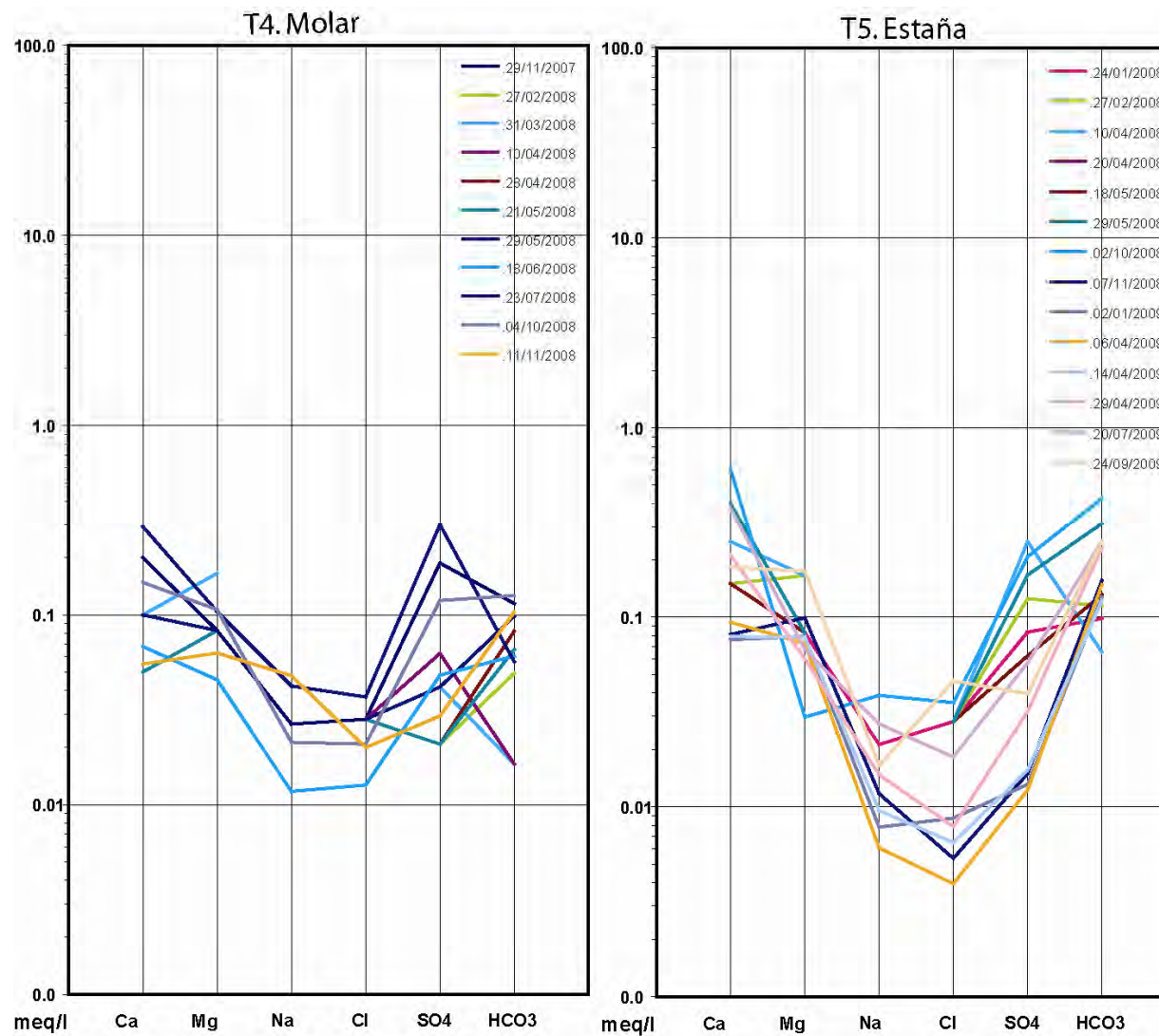


Figura 2.26b. Representación de análisis químicos del agua de precipitación mediante diagramas Schoeller-Berkaloff en el periodo 2007-2009
(T4: Fuente del Molar (Camporrells) y T5: Estación Meteorológica de Estaña (Laguna Grande))

En cuanto a los resultados obtenidos, la representación y estudio de los análisis químicos pone de manifiesto la existencia de una importante variabilidad composicional, tanto espacial como temporal, siendo algo menos mineralizadas las aguas correspondientes a invierno, y más mineralizadas las correspondientes a verano, de acuerdo con lo esperado. Sin embargo, no se han observado cambios de facies en relación con la época del año. En general, las facies hidroquímicas varían entre bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcicas, coherentes con el polvo atmosférico proveniente de la meteorización de los materiales aflorantes en el área de recarga.

Por otra parte, la representación de la composición química promedio y desviaciones típicas obtenidas en los cinco puntos de muestreo (Figura 2.27) permiten diferenciar tres grupos de agua:

- a) Purroy de la Solana (T2) y Estación Meteorológica de Estaña (Laguna Grande, T5): agua con menor mineralización y con una composición bicarbonatada sulfatada cálcica con los contenidos más bajos en cloruro y sodio.
- b) El Molar (T4) y Aeródromo de Benabarre (T1): con un grado de mineralización intermedio, una composición bicarbonatada cálcica (contenido en sulfato ligeramente inferior) y con un aumento significativo en cloruro y sodio con respecto al grupo anterior.
- c) Vértice de San Quílez (T3): a pesar de corresponder al punto de muestreo situado a una cota más alta (1083 msnm) se caracteriza por presentar el mayor grado de mineralización, con elevados contenidos en cloruro y sodio, mucho mayor que en los grupos anteriores.

Estos resultados ponen de manifiesto una composición química relativamente homogénea para el agua de precipitación (considerando los valores medios, medianas y desviaciones típicas) durante el periodo comprendido entre septiembre de 2007 y noviembre de 2009. El agua es bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica, totalmente coherente con la litología predominante en los afloramientos de la zona y se observa un claro aumento en el contenido en sodio y cloruro a medida que nos desplazamos desde el NE hacia el SO y nos acercamos a la sierra de San Quílez. Dicho aumento se interpreta como debido probablemente a la influencia de las explotaciones salinas existentes en Peralta de la Sal, situadas a unos 12 km al O del área de estudio. Por lo tanto y con respecto a la posterior estimación de la recarga en las inmediaciones de

las Lagunas de Estaña mediante balance de cloruros, se tendrá en cuenta como agua más representativa de la precipitación la muestreada en Purroy de la Solana y la Estación Meteorológica de Estaña (Laguna Grande de Estaña).

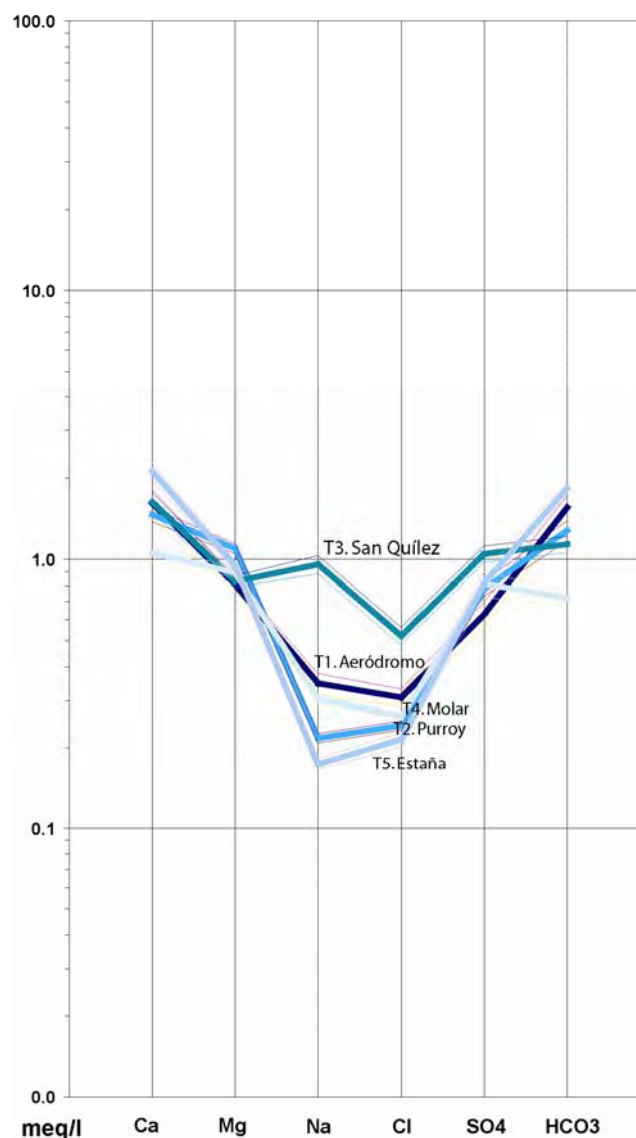


Figura 2.27. Representación de la composición química promedio y desviación típica correspondiente a los cinco puntos de muestreo (escala vertical multiplicada por 10).

Para la caracterización isotópica del agua de precipitación, se ha analizado la relación $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ con respecto al VSMOW‰ (Tabla 2.8 y Figura 2.28), observándose de nuevo una gran variabilidad en su composición, siendo más ligeras las aguas correspondientes a los meses de enero a abril (Figura 2.29). En general, la mayor parte de las muestras obtenidas hasta el momento parecen ajustarse a la Línea Meteorica Media Mundial (LMM; $\delta^2\text{H}=8\ \delta^{18}\text{O}+10$, Craig 1961). Los valores de exceso de deuterio “*d*” (Dansgaard, 1964) varían entre 10-14‰ (Tabla 2.8), indicando un origen predominantemente Atlántico, y en menor proporción Mediterráneo Occidental.

Tabla 2.8. $\delta^{18}\text{O}$, ^2H y ^3H en el agua de lluvia de la zona de estudio (periodo 2007-2009)

Punto	Toponimia	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
1	T1-LL29nov AERÓDROMO	29/11/2007	-5.84	-35.28	11.44	4.80	0.40
1	T1-LL24ene AERÓDROMO	24/01/2008	-10.13	-66.88	14.16		
1	T.1-LL19MAR AERÓDROMO	19/03/2008	-6.21	-40.43	9.25		
1	T1-LL 10abril AERÓDROMO	10/04/2008	-7.4	-49.37	9.83	4.26	0.37
1	T1-LL 20abril AERÓDROMO	20/04/2008	-9.46	-64.77	10.91		
1	T1-LL 18mayo AERÓDROMO	18/05/2008	-5.82	-38.90	7.66		
1	T1-LL 29mayo AERÓDROMO	29/05/2008	-6.75	-47.34	6.66		
1	T1-LL4junio AERÓDROMO	04/06/2008	-7.65	-50.29	10.91		
1	T1-LL27junio AERÓDROMO	27/06/2008	-5.86	-40.20	6.68		
1	T1-LL21sept AERÓDROMO	21/09/2008	-3.82	-24.02	6.54		
1	T1-LL26sept AERÓDROMO	26/09/2008	-7.13	-36.77	20.27		
1	T1-LL 11nov AERÓDROMO	11/11/2008	-9.43	-62.72	12.72		
1	T.1-LL23JUL AERÓDROMO	23/07/2009	0.18	-7.59	-9.03		
1	T.1-LL14OCT AERÓDROMO	14/10/2009	-3.43	-20.41	7.03		
2	T2-LL 6SEP07 PURROY	06/09/2007	-1.91	-12.50	2.78		
2	T2-LL29nov PURROY	29/11/2007	-6.78	-42.02	12.22	5.19	0.41
2	T2-LL24ene PURROY	24/01/2008	-10.34	-68.08	14.64		
2	T.2-LL19MAR PURROY	19/03/2008	-10.91	-79.91	7.37		
2	T2-LL 31MAR PURROY	31/03/2008	-6.03	-39.07	9.17		
2	T2-LL 8abril PURROY	08/04/2008	-6.39	-35.93	15.19		
2	T2-LL 9abril PURROY	09/04/2008	-8.92	-52.46	18.90		
2	T.2-LL10ABR PURROY	10/04/2008	-7.94	-55.84	7.68		
2	T2-LL 13abril PURROY	13/04/2008	-10.21	-71.53	10.15		
2	T2-LL 22abril PURROY	22/04/2008	-8.61	-57.46	11.42		
2	T2-LL 16mayo PURROY	16/05/2008	-6.22	-39.79	9.97		
2	T2-LL 27mayo PURROY	27/05/2008	-6.78	-47.44	6.80	6.87	0.43
2	T.2-LL29MAY PURROY	29/05/2008	-6.82	-41.98	12.58		
2	T2-LL5junio PURROY	05/06/2008	-7.58	-51.65	8.99		
2	T2-LL11junio PURROY	11/06/2008	-8.05	-52.69	11.71	12.27	0.55
2	T2-LL26sep PURROY	11/09/2008	-5.70	-30.97	14.63		
3	T3-LL29nov SAN QUILEZ	29/11/2007	-5.71	-33.31	12.37	4.93	0.40
3	T3-LL24ene SAN QUILEZ	24/01/2008	-10.04	-68.19	12.13		
3	T3-LL 28abril S. QUILEZ	28/04/2008	-8.33	-57.30	9.34		
3	T3-LL 21mayo S. QUILEZ	21/05/2008	-6.13	-39.87	9.17		
3	T3-LL 29mayo S. QUILEZ	29/05/2008	-7.95	-54.40	9.20	7.19	0.44
3	T3-LL23julio S. QUILEZ	23/07/2008	-7.11	-48.25	8.63		
3	T3-LL2oct S. QUILEZ	03/10/2008	-3.67	-22.03	7.33		
3	T3-LL 11nov SAN QUILEZ	11/11/2008	-9.81	-65.24	13.24		
4	T.4-LL6SEP MOLAR	06/09/2007	-2.41	-14.61	4.67		
4	T4-LL29nov MOLAR	29/11/2007	-6.33	-39.46	11.18	5.22	1.40
4	T4-LL24ene MOLAR	24/01/2008	-9.63	-63.47	13.57		
4	T4-LL 31mar MOLAR	31/03/2008	-7.68	-49.50	11.94		
4	T4-LL 10abril MOLAR	10/04/2008	-5.81	-37.03	9.45	4.24	0.37
4	T4-LL 28abril MOLAR	28/04/2008	-8.88	-61.57	9.47		
4	T4-LL 21mayo MOLAR	21/05/2008	-5.68	-37.96	7.48		
4	T4-LL 29mayo MOLAR	29/05/2008	-6.20	-41.97	7.63		
4	T4-LL18junio MOLAR	18/06/2008	-8.39	-55.64	11.48		
4	T4-LL23julio MOLAR	23/07/2008	-3.86	-23.52	7.36		
4	T4-LL20octubre MOLAR	04/10/2008	-5.97	-33.63	14.13		
4	T4-LL 11noviembre MOLAR	11/11/2008	-8.57	-57.17	11.39		
5	T5-LL29nov LAGUNA	29/11/2007	-6.21	-40.43	9.25		
5	T5-LL24ene LAGUNA	24/01/2008	-9.15	-61.85	11.35		
5	T.5-LL19MAR LAGUNA	19/03/2008	-6.75	-45.77	8.23		
5	T.5-LL31MAR LAGUNA	31/03/2008	-6.89	-43.51	11.61		
5	T5-LL 10abril LAGUNA	10/04/2008	-7.46	-50.77	8.91	3.72	0.35
5	T5-LL 20abril LAGUNA	20/04/2008	-9.37	-65.50	9.46		
5	T5-LL 18mayo LAGUNA	18/05/2008	-5.80	-37.46	8.94		
5	T5-LL 29mayo LAGUNA	29/05/2008	-7.34	-51.14	7.58		
5	T5-LL4junio LAGUNA	04/06/2008	-7.49	-51.99	7.93		
5	T.5-LL27JUN LAGUNA	27/06/2008	-2.75	-15.10	6.90		
5	T5-LL2octubre LAGUNA	02/10/2008	-5.69	-30.98	14.54	7.13	0.43
5	T5-LL 7noviembre LAGUNA	07/11/2008	-8.86	-59.81	11.07		

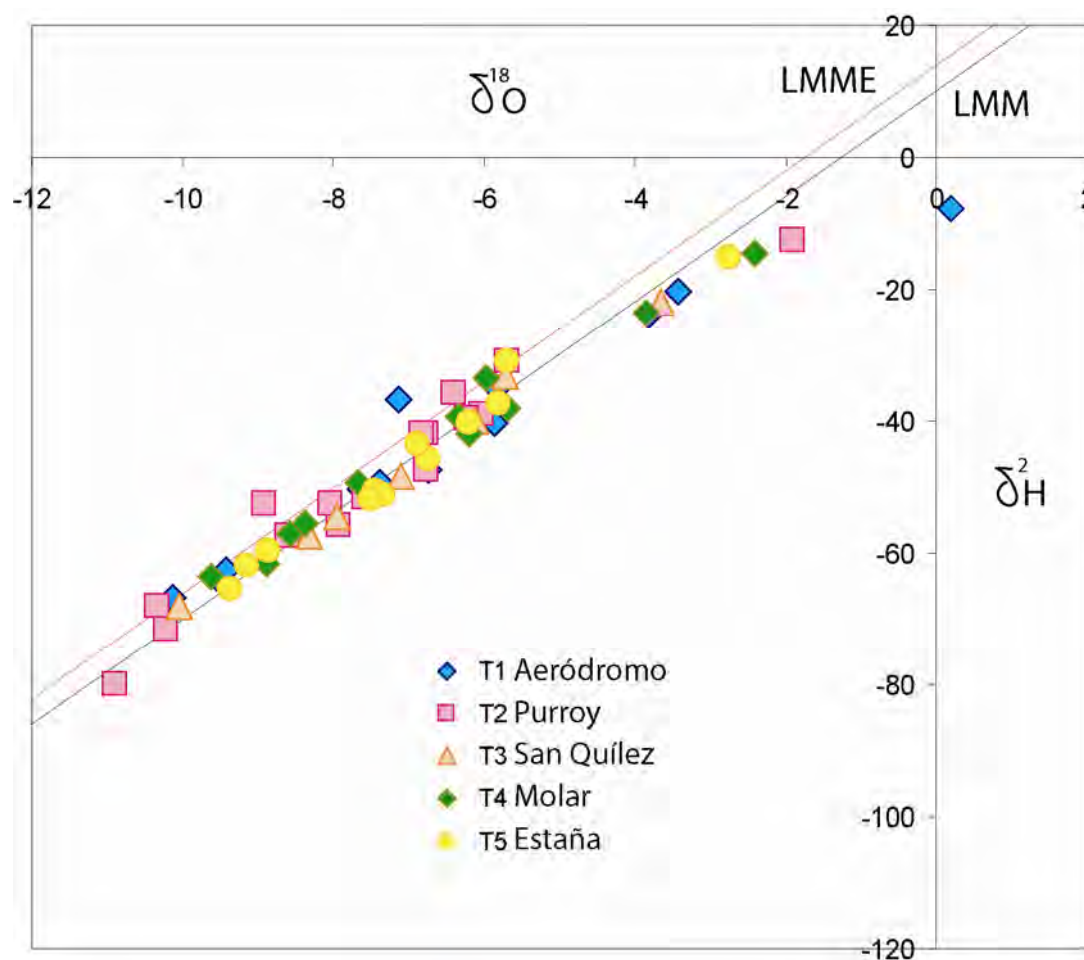


Figura 2.28. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en cada uno de los tomamuestras de agua de lluvia (LMM: Línea meteórica mundial; LMME: Línea meteórica mediterránea).

En algunos casos se han encontrado valores de d menores a 10‰, interpretados como debido a fraccionamiento isotópico por evaporación durante la precipitación (muestreo correspondiente a las lluvias de septiembre de 2007). Ello se podría atribuirse a las altas temperaturas existentes durante el muestreo, y al posible efecto de la baja cantidad de precipitación que facilita la evaporación.

Al comparar las muestras de la precipitación con las del agua subterránea (Figura 2.30) se observa como las aguas subterráneas presentan una composición isotópica similar a la ponderada de las lluvias, pareciendo indicar además que son fundamentalmente los eventos ocurridos entre enero y mayo los que se traducen en una recarga al acuífero. Por otro lado, se aprecia una desviación de las aguas subterráneas con respecto a precipitación y la LMM, siguiendo una línea de tendencia (con una pendiente próxima a 5) que indica una evaporación previa a la infiltración de las aguas subterráneas con respecto al agua de recarga.

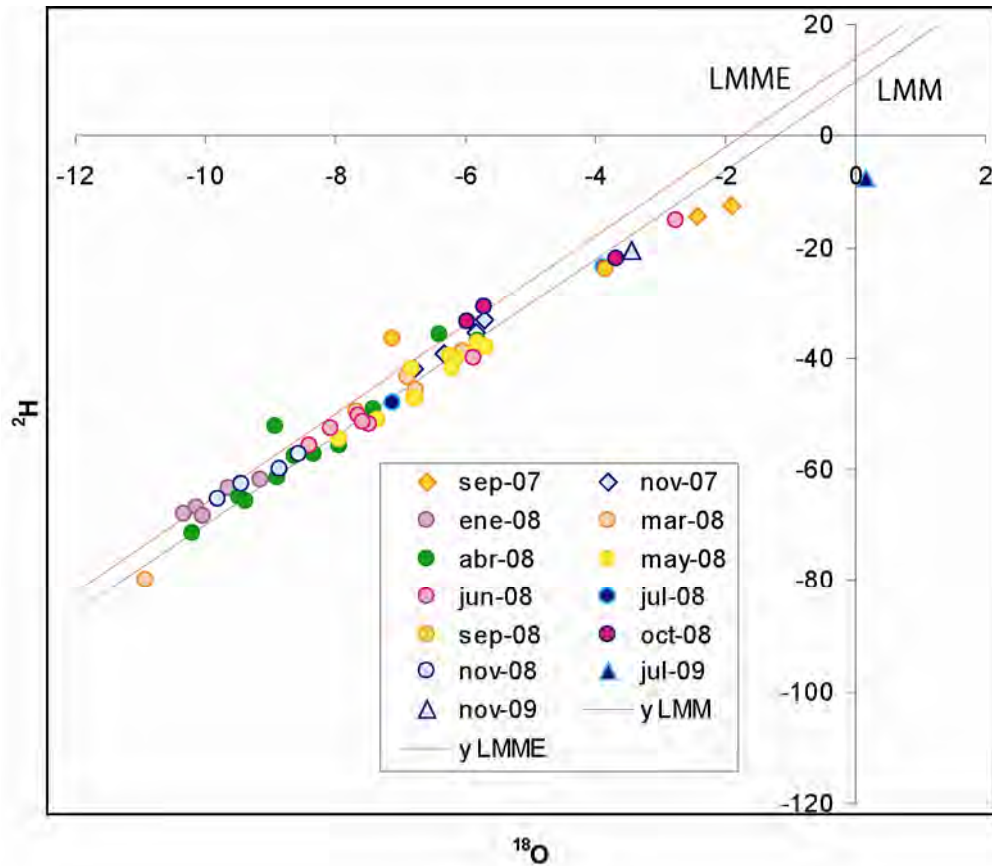


Figura 2.29. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ para diferentes eventos de precipitación (LMM: Línea Meteorica Mundial; LMME: Línea Meteorica Mediterránea).

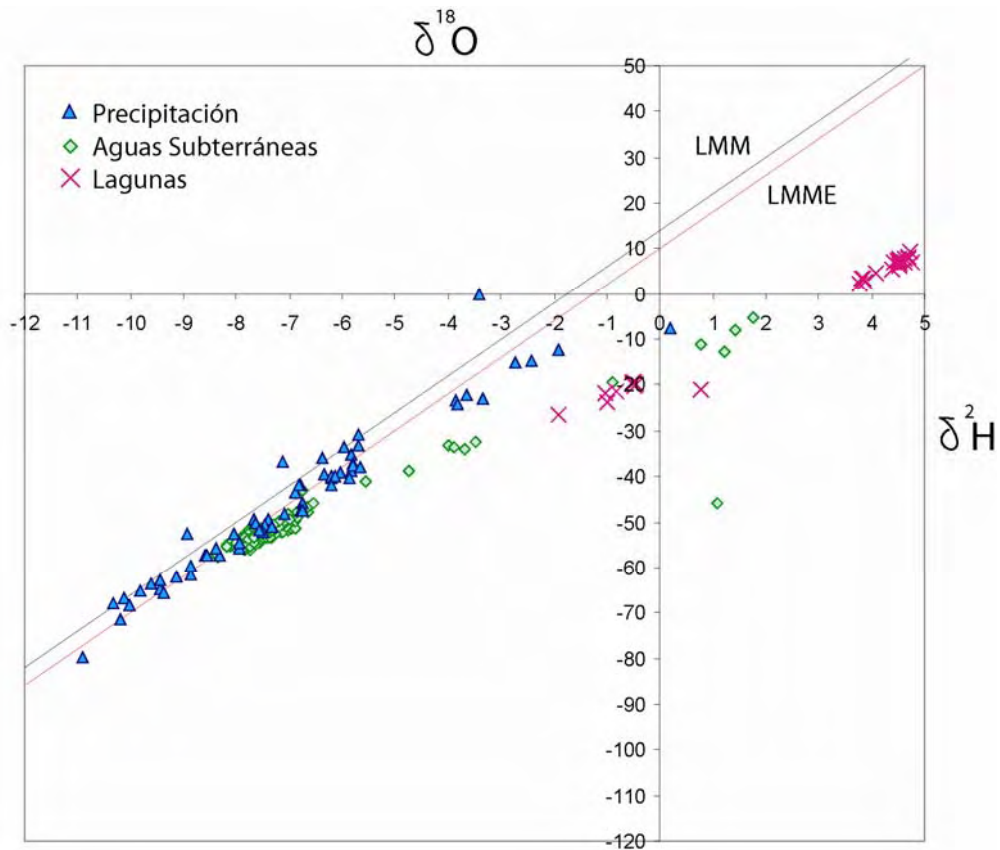


Figura 2.30. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas frente a la precipitación.

Caracterización hidroquímica e isotópica del agua subterránea

El estudio hidroquímico se ha realizado a partir de los datos obtenidos durante las cinco campañas de muestreo hidroquímico e isotópico realizadas en el ámbito de esta tesis (agosto de 2007, marzo de 2008, agosto de 2008, octubre de 2009 y enero de 2010) en un total de 72 puntos de agua, correspondientes a los acuíferos del Triásico, Cretácico superior y Eoceno. En casi todos los casos se midió la temperatura, conductividad eléctrica y pH en el campo. La distribución espacial de los puntos de muestreo se puede observar en la figura 2.22, mientras que en la tabla 2.9 se indican los análisis realizados en cada punto.

Todos los análisis químicos se han realizado en el Laboratorio de Análisis de Agua del IGME en Tres Cantos (Madrid) y comprenden 16 determinaciones; pH, conductividad eléctrica, oxidabilidad, sodio, potasio, calcio, magnesio, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, carbonatos, nitratos, nitritos, amonio, fosfato y sílice, además de bromuro en algunos casos. Durante el periodo 2007-2010 se realizaron un total de 145 análisis químicos (68 en manantiales, 73 en pozos y sondeos, y 35 en lagunas).

Los muestreos más extensivos a nivel regional se llevaron a cabo en agosto de 2007, marzo de 2008 y agosto de 2008 con 53 y 29 muestras respectivamente. El rango de conductividad eléctrica obtenido varía entre 219 y 4643 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con la excepción del manantial del Prat con un rango de entre 21065 y 21743 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Entre septiembre y octubre de 2009 se tomaron únicamente muestras en seis manantiales situados en las proximidades de las Lagunas de Estaña (Manantial de Estaña, Fuente del Prat, Fuente de Caserras, Balsa del Prat, Fuente de la Cravera y Fuente de la Higuera), además de realizarse el primer muestreo en los piezómetros S1, S3, S3b, S4 y S6. Por último, en enero de 2010, se tomaron un total de 12 muestras en estos piezómetros a diferentes profundidades. El error en el balance iónico es inferior al 8% en todos los análisis. Se ha comparado este porcentaje con la conductividad eléctrica (Custodio y Llamas, 1983), obteniéndose un error admisible en todos los casos.

Tabla 2.9. Puntos de muestreo en las campañas realizadas indicando los parámetros analizados (Q: química, O-D: ^{18}O y ^2H , T: ^3H).

Punto	Toponimia	Tipo	Acuífero	Ago.07	Marzo.08	Ago.08	Oct.2009	Ene.2010
1	FONTETA	Manantial	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
2	A. GRANJA	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D			
3	A. ZANUY	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
6	CASA MATEU	Pozo	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
7	P. PURROY	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
9	ERMITA DEL PLA	Pozo	Triásico					
11	JUANES	Pozo	Triásico	Q,O-D,T		Q,O-D,T		
12	MAS ROY	Pozo	Cretácico		Q,O-D			
13	F. CASTELLO	Manantial	Triásico	Q,O-D,T				
14	B. ZANUY	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
18	F. PURROY	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
19	AGROSA 1	Pozo	Eoceno		Q,O-D			
20	A. NORIA	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
22	F. BOIX S.	Manantial	Eoceno					
30	F. HUERTOS	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D			
31	F. REDONDA	Manantial	Eoceno	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
32	F. OLLAS	Manantial	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
36	MANDRAULA	Manantial	Eoceno		Q,O-D	Q,O-D		
37	DREN OLLAS	Manantial	Cretácico			Q		
40	COMORERA	Pozo	Eoceno	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
41	F. PILZAN	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
42	P. AERÓDROMO	Pozo	Eoceno	Q,O-D,T	Q,O-D,T	O-D,T		
43	M. ESTAÑA	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
44	L. GRANDE	Laguna	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			Q,O-D,T
45	L. PEQUEÑA	Laguna	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D			Q,O-D,T
52	G. ROYAL	Pozo	Cretácico	Q,O-D,T		Q,O-D,T		
54	G. FRANCELL	Pozo	Triásico	Q,O-D,T		Q,O-D,T		
55	F. FRANCELL	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
56	F. CANAL	Manantial	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
63	F. MOLAR	Manantial	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
64	B. CAMPORRELLS	Manantial	Triásico	Q,O-D,T				
66	P.F. PREALTES	Pozo	Eoceno		Q,O-D,T			
70	V. SOLANO	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
71	F. BOIX	Manantial	Cretácico	Q,O-D,T	Q,O-D	Q,O-D,T		
75	ABTO. ESTOPIÑAN	Pozo	Cretácico	Q,O-D,T				
78	NACHA 2	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
79	J. CHESE	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
80	F. SAGANTA	Manantial	Eoceno	Q,O-D,T				
81	VIDAL SIN	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
82	NACHA 1	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
85	F. FERRI	Manantial	Triásico	Q,O-D,T				
86	F. PLZ. CAMP.	Manantial	Triásico					
87	J. NADAL USO	Pozo	Eoceno	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
88	F. AUMUGA	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
89	VIDAL USO	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
90	J. NADAL SIN	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
92	N. ABILLA	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
95	R. CASTELLS	Pozo	Triásico	Q,O-D,T				
96	BAIX MOLI	Manantial	Triásico	Q,O-D,T				
100	HNOS. BERGUA	Pozo	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
102	F. PABLITO	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
103	G. CARRETERA	Pozo	Triásico	Q,O-D,T		Q,O-D,T		
106	S. ESTOPIÑAN	Pozo	Cretácico	Q,O-D	Q,O-D	Q,O-D,T		
107	F. XUFRE	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
108	F. PRAT	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
109	F. ARRIBA	Manantial	Triásico	Q,O-D,T		Q		
110	DREN KEUPER	Dren	Triásico	Q,O-D,T				
111	F. CANELLES	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T			
112	F. CASERRAS	Manantial	Triásico	Q,O-D,T	Q,O-D,T	Q,O-D,T		
113	PISC. ESTOPIÑAN	Manantial	Triásico	Q	Q,O-D			
114	F. Roder	Manantial	Eoceno	Q	Q,O-D,T			
115	PEDRO FORT	Pozo	Triásico		Q,O-D,T			
117	F. ROCA	Manantial	Cretácico		Q,O-D		Q	
124	J. NADAL PURROY	Pozo	Triásico		Q		Q	
126	BALSA PRAT	Manantial	Triásico				Q	
127	FD HIGUERA	Manantial	Triásico				Q	
128	F. CRAVERA	Manantial	Triásico				Q	
S1	S1-23M	Sondeo	Triásico				Q	Q,O-D,T
S3	S3-6M	Sondeo	Triásico				Q	Q,O-D,T
S3b	S3b-10M	Sondeo	Triásico				Q	Q,O-D,T
S4	S4-7M	Sondeo	Triásico				Q	Q,O-D,T
S6	S6-16M	Sondeo	Triásico				Q	Q,O-D,T

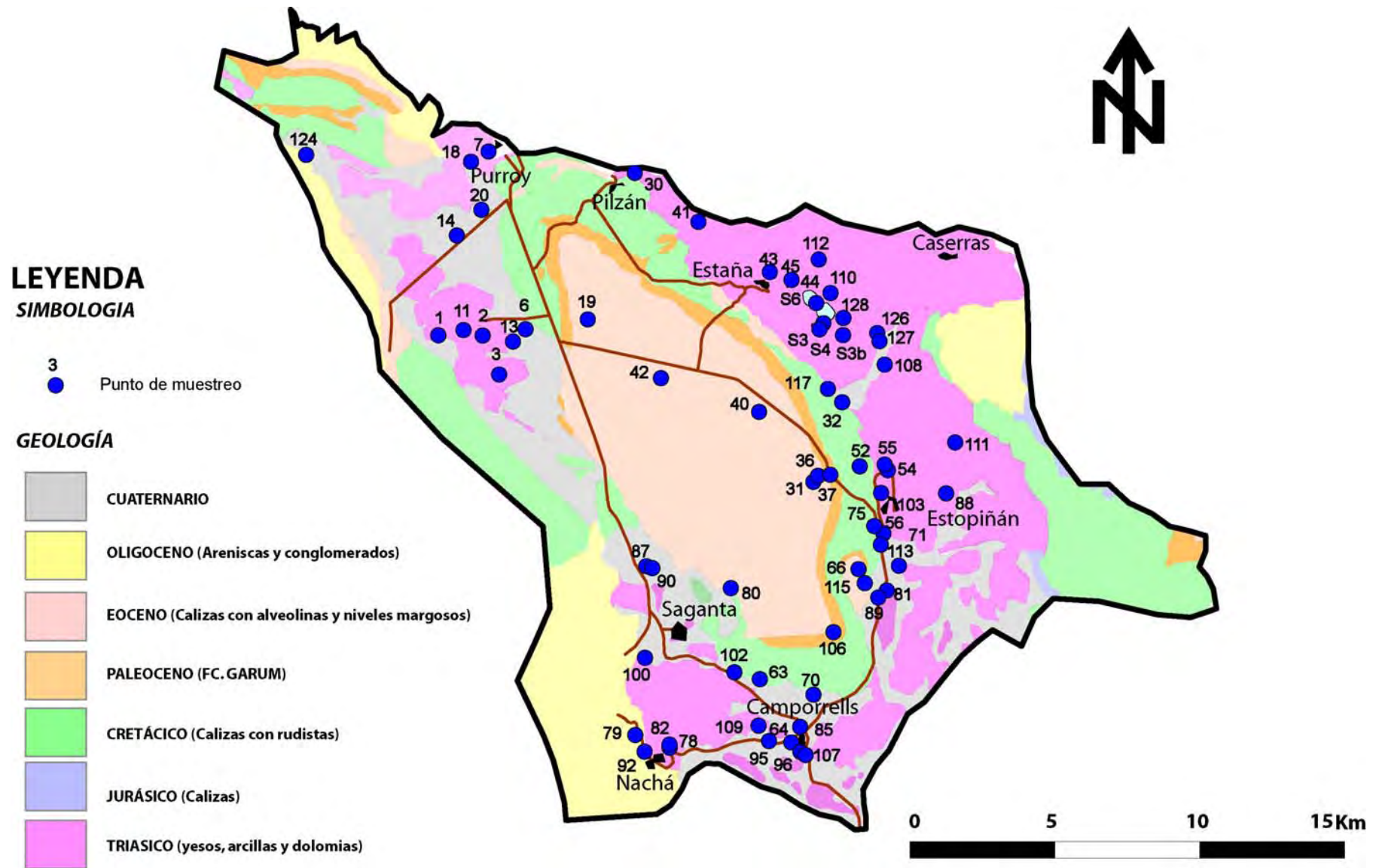


Figura 2.31. Situación de los puntos de agua considerados en las campañas de muestreo hidroquímico e isotópico (2007-2010).

Pese a que no existe un registro periódico de datos con los que poder realizar una caracterización hidroquímica temporal, se han considerado dos puntos en los que existe mayor número de análisis químicos entre 1995 y 2008 (Fuente Redonda y Fuente de las Ollas). Se trata de los principales puntos de descarga del acuífero Eoceno y Cretácico respectivamente. Tanto en la Fuente Redonda como en la Fuente de las Ollas, los análisis previos a este estudio presentan valores de error del balance iónico mayores al 10% en el 81 y 30% de los casos, respectivamente. Esto se debe en algunos casos a que el análisis de elementos mayoritarios es incompleto y en el resto desconocemos las técnicas de análisis utilizadas en el laboratorio. Estos errores se consideran muy elevados teniendo en cuenta la conductividad eléctrica de las muestras (Custodio y Llamas, 1983) y no se han tenido en cuenta para su representación (Figura 2.32 y 2.33).

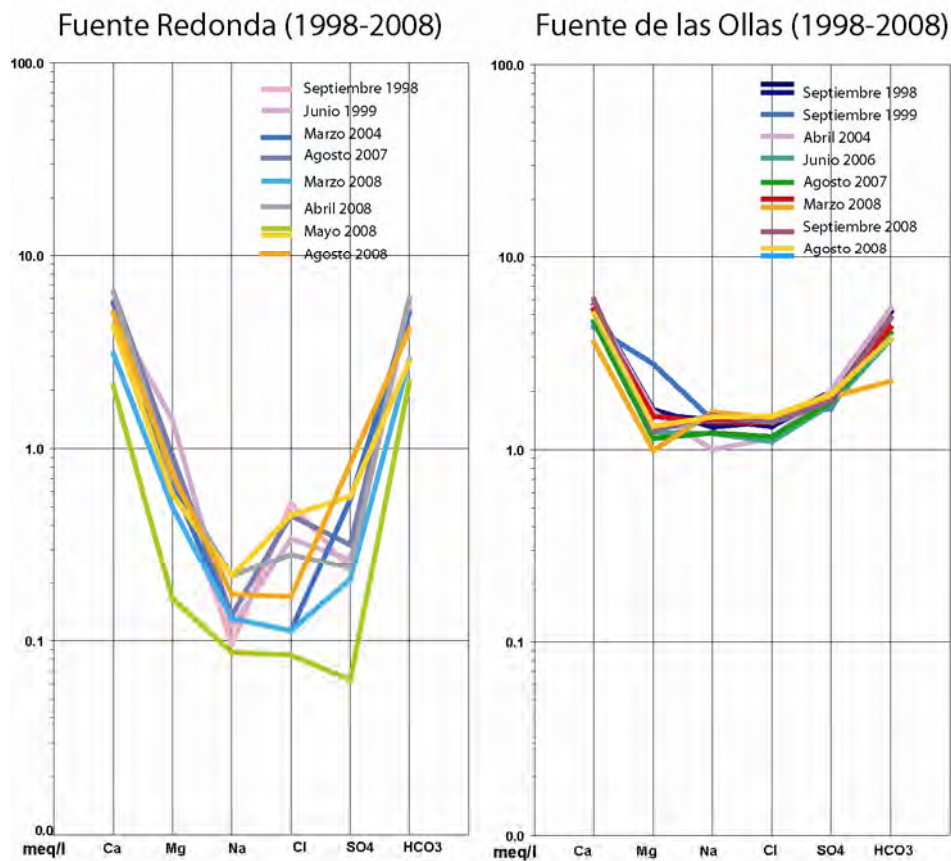


Fig. 2.32. Diagramas de Schoeller-Berkaloff en la Fuente Redonda y Fuente de las Ollas, donde se observa el diferente grado de mineralización entre ambas (1998-2008).

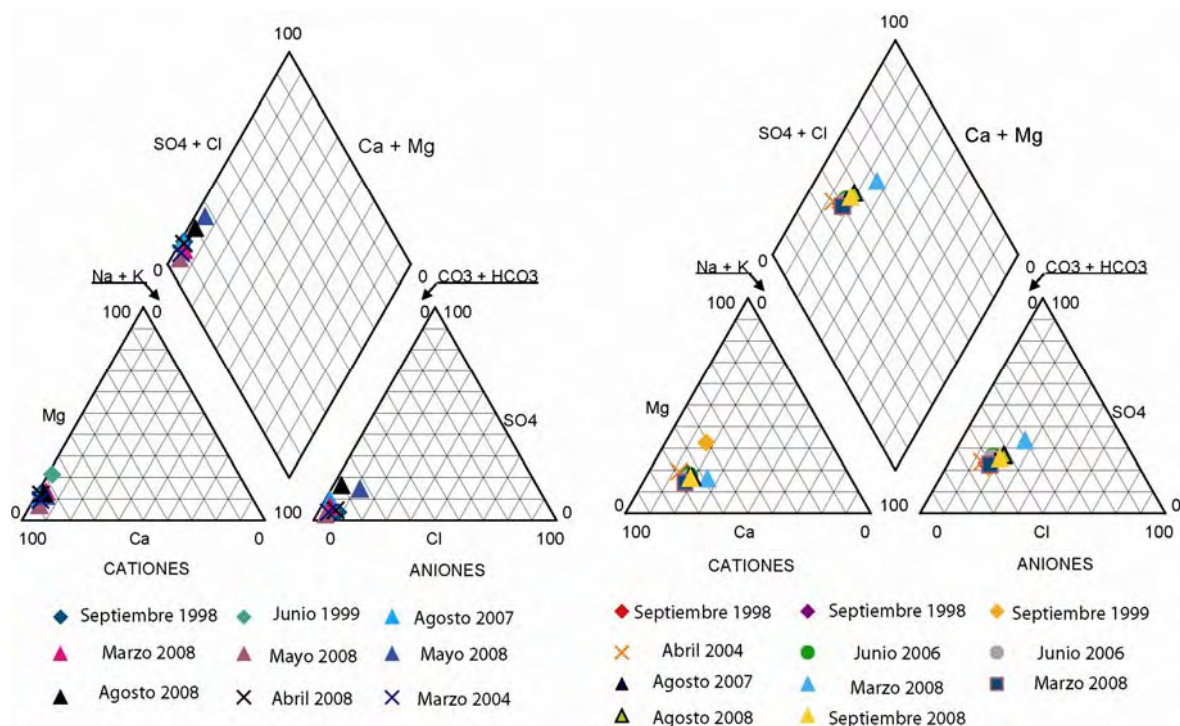


Figura 2.33. Diagramas de Piper en la Fuente Redonda y Fuente de las Ollas (1998-2008).

Ambos manantiales indican una relativa homogeneidad hidroquímica temporal, tratándose de aguas bicarbonatadas cálcicas con contenidos variables en el resto de elementos. Las aguas representativas del acuífero cretácico presentan un mayor grado de mineralización, con mayores contenidos en magnesio, sulfato, cloruro y sodio.

Para establecer la **caracterización hidroquímica regional**, se ha representado la composición química de todos los análisis mediante diagramas de Piper y Schoeller-Berckaloff. Además, se han estudiado las relaciones iónicas principales entre los elementos mayoritarios, teniendo en cuenta, además, su situación topográfica, distribución espacial, litología y profundidad (en el caso de pozos y sondeos). La representación de los análisis pone de manifiesto la existencia de dos grupos mayoritarios de aguas subterráneas: bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcicas. Existe un tercer grupo minoritario constituido por aguas cloruradas sódicas. Así pues, desde un punto de vista hidroquímico, se identifican tres facies principales: bicarbonatada cálcica, sulfatada cálcica y clorurada sódica (Figuras 2.34 y 2.35).

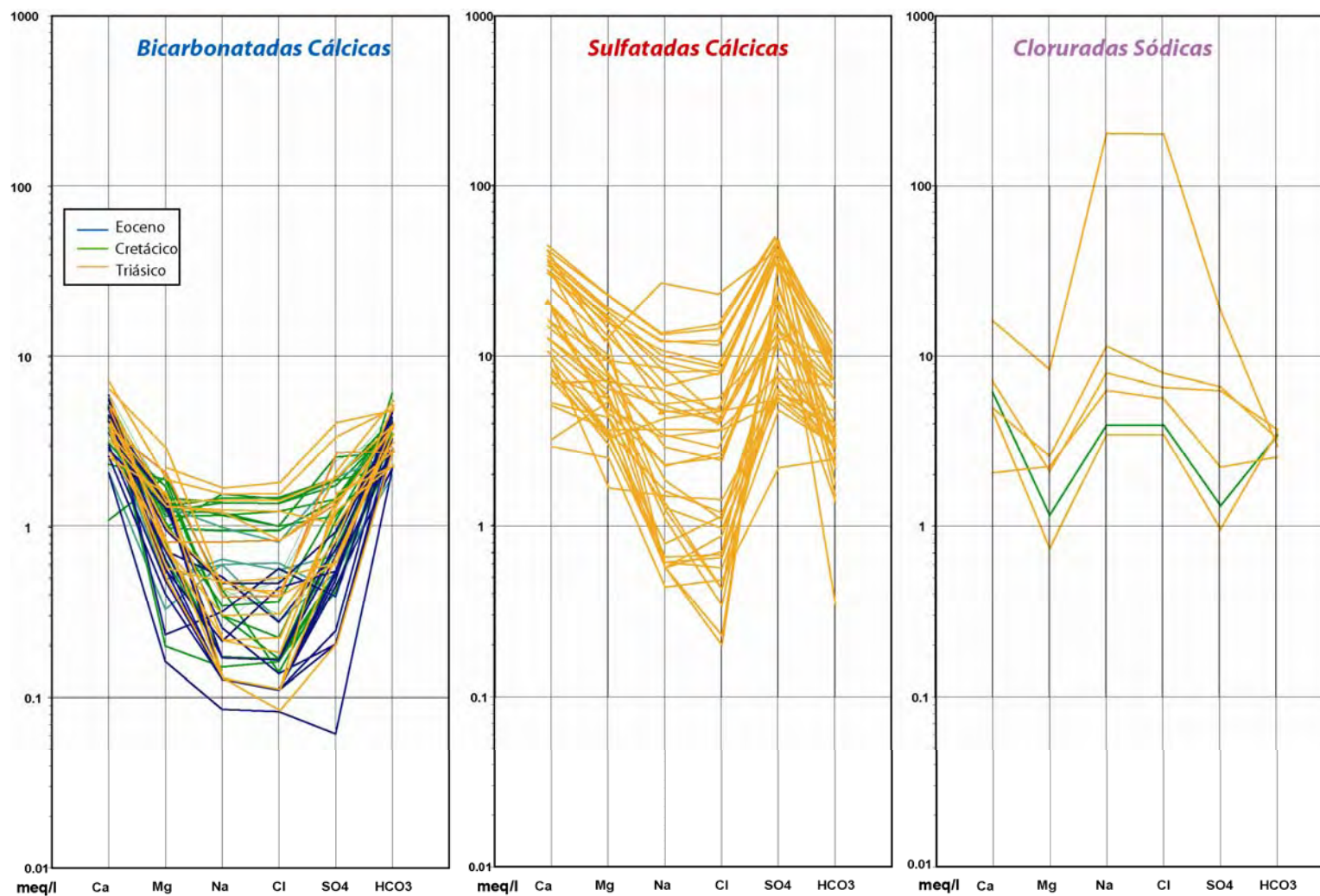


Figura.2.34. Diagramas de Schöeller-Berkaloff con las tres facies hidroquímicas de las aguas subterráneas (2007-2010).

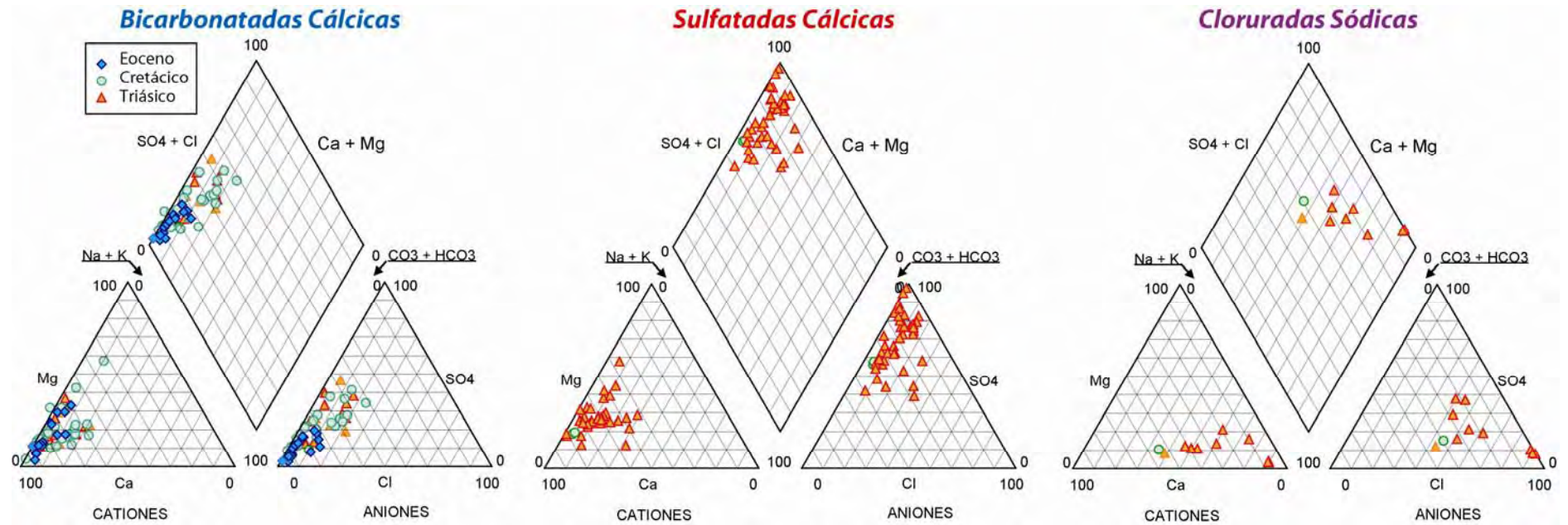


Figura.2.35. Diagramas de Piper con las tres facies hidroquímicas de las aguas subterráneas (2007-2010).

Las aguas bicarbonatadas cálcicas corresponden principalmente a pozos y manantiales de los acuíferos Eoceno y Cretácico, así como a manantiales situados en el contacto de los materiales carbonatados con los evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior. Las aguas sulfatadas cálcicas corresponden al resto de puntos de agua situados en los materiales Triásicos, mientras que las aguas cloruradas sódicas, también relacionadas con los materiales triásicos, constituyen un grupo heterogéneo que incluye un manantial hipersalino, varias balsas naturales y un pozo de gran profundidad y columna litológica poco conocida (Casa Mateu). La distribución espacial de los diferentes tipos de aguas subterráneas se representa en la figura 2.36 donde se observa como las aguas bicarbonatadas cálcicas se localizan fundamentalmente en el Sinclinal de Estopiñán y en las Sierras de Pilzán y Estaña, que constituyen las principales áreas de recarga, así como en varios puntos en Purroy de la Solana y Estopiñán del Castillo. Tanto las aguas sulfatadas cálcicas como las cloruradas sódicas se distribuyen sobre los materiales triásicos que rodean el Sinclinal de Estopiñán.

En función del estudio de las relaciones iónicas principales $r\text{HCO}_3/r\text{Ca}$; $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$; $r\text{Mg}/r\text{Ca}$; $r\text{HCO}_3/r\text{SO}_4$, $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$ y $r\text{Cl}/r\text{Na}$ (Figuras 2.37 a, b y c), se han caracterizado los tipos de agua subterránea y se han deducido los procesos hidroquímicos dominantes desde un punto de vista cualitativo. Las aguas bicarbonatadas cálcicas se caracterizan por presentar una relación $r\text{Ca}/r\text{HCO}_3$ próxima a 1, un exceso de HCO_3^- frente a SO_4^{2-} así como un enriquecimiento de Ca^{2+} frente a Mg^{2+} y SO_4^{2-} , indicando un proceso dominante de disolución de carbonatos (calcita). En el resto de facies hidroquímicas (sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas) se observa un mayor contenido de Ca frente a HCO_3^- . Las aguas sulfatadas cálcicas presentan una relación $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$ próxima a 1 indicando un proceso dominante de disolución de yeso y/o anhidrita, mientras que el exceso de Ca^{2+} frente a SO_4^{2-} observado estaría relacionado con la disolución de carbonatos además de evaporitas. Se observa un enriquecimiento relativo en SO_4^{2-} directamente relacionado con un aumento en el contenido en Mg^{+2} y Ca^{2+} , indicando un proceso de dedolomitización asociada a la presencia de carbonatos y yeso. La importante variabilidad observada en la composición hidroquímica del acuífero triásico parece poner de manifiesto procesos de mezcla en función de los materiales afectados (carbonatos, arcillas y evaporitas del Muschelkalk, así como materiales evaporítico-arcillosos y ofitas del Keuper).

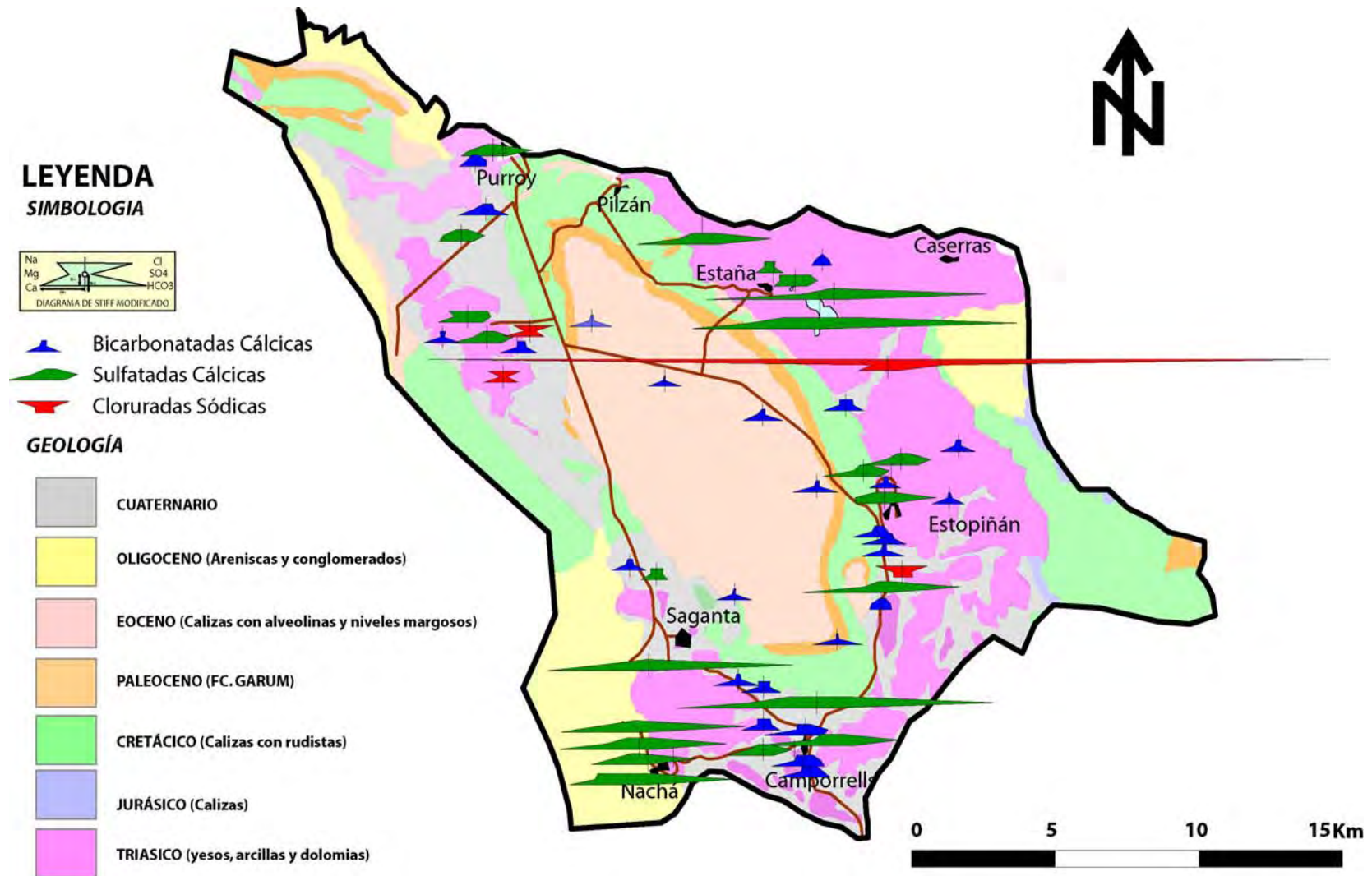


Figura 2.36. Diagramas de Stiff modificados donde se observa la distribución espacial de las composiciones químicas promedio de los diferentes tipos de aguas subterráneas (2007-2010).

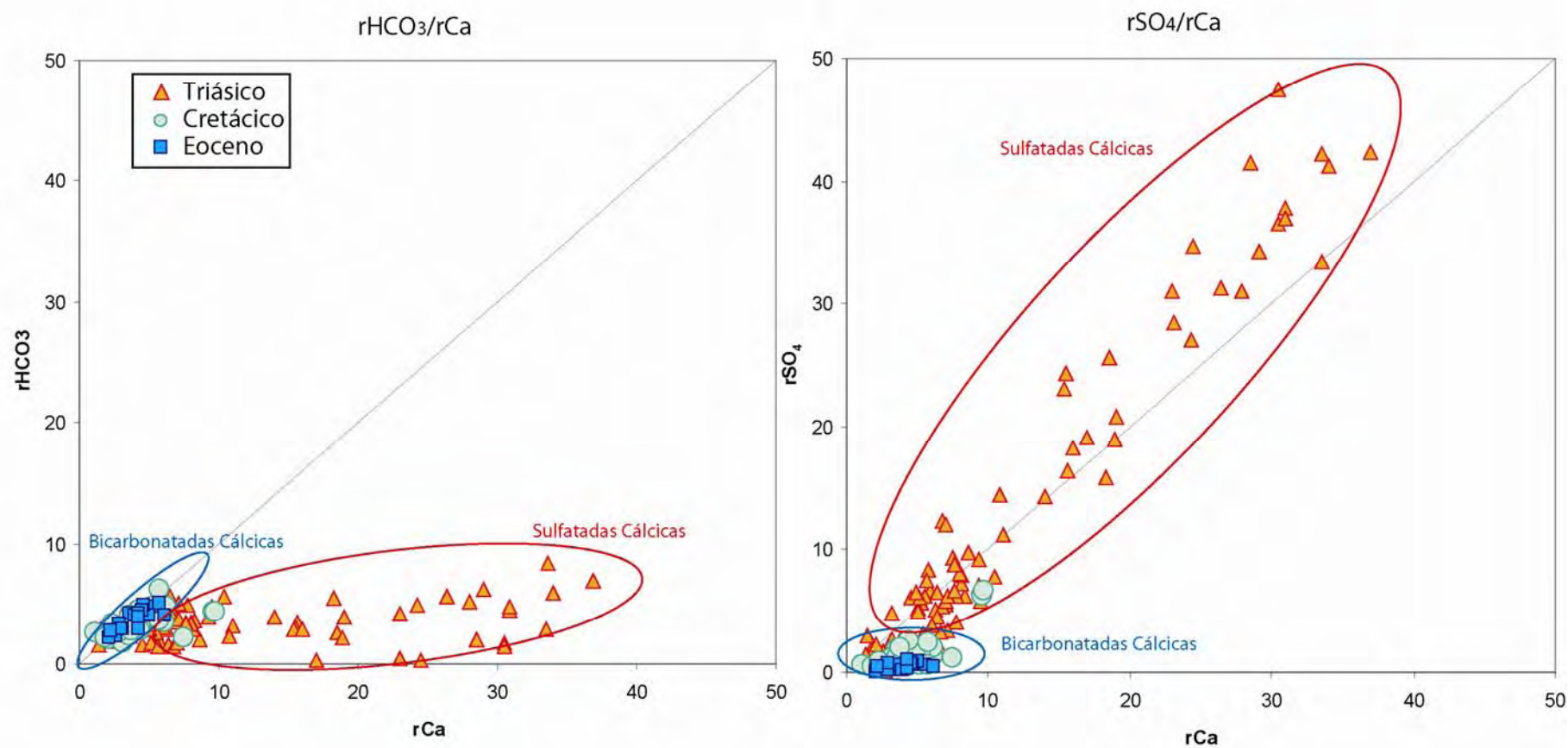


Figura 2.37.a) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan ($r\text{HCO}_3/r\text{Ca}$ y $r\text{SO}_4/r\text{Ca}$).

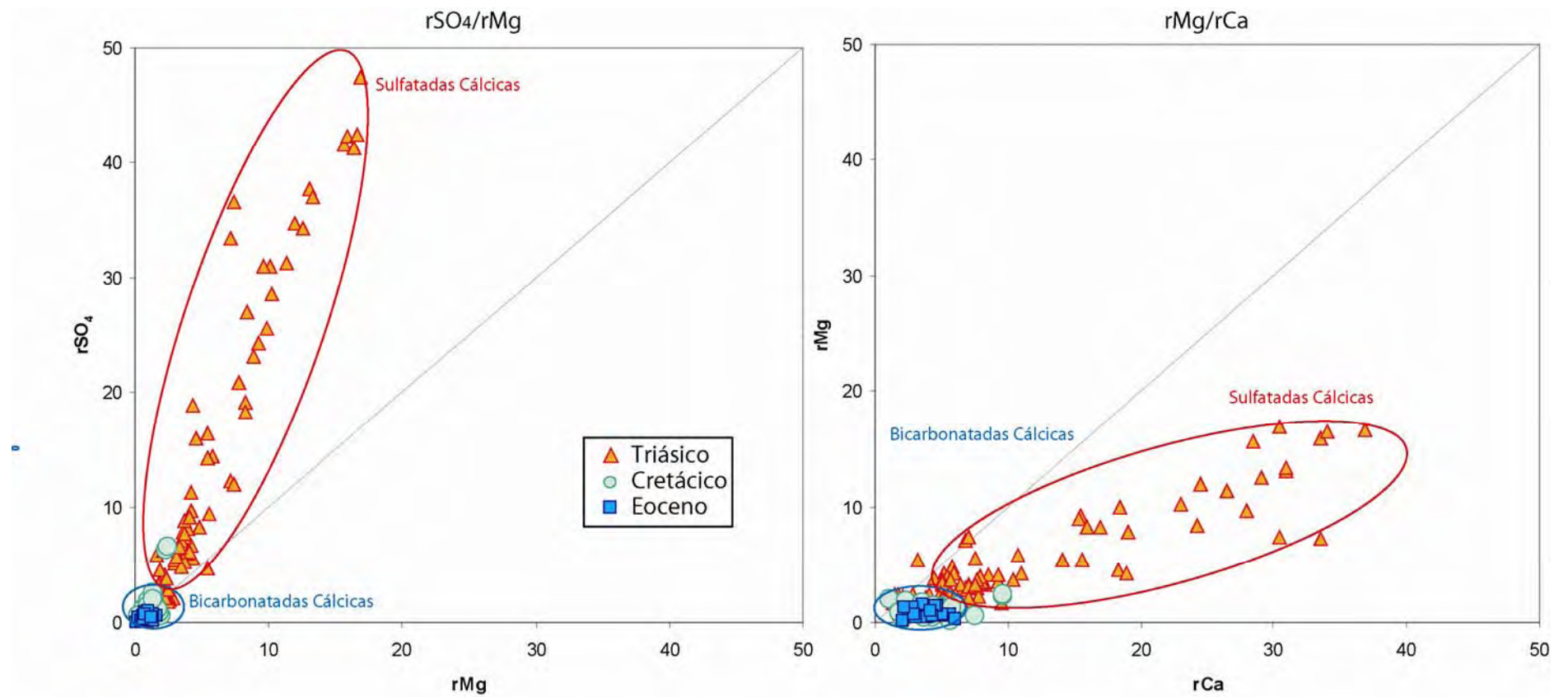


Figura 2.37.b) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan (rSO_4/rMg y rMg/rCa).

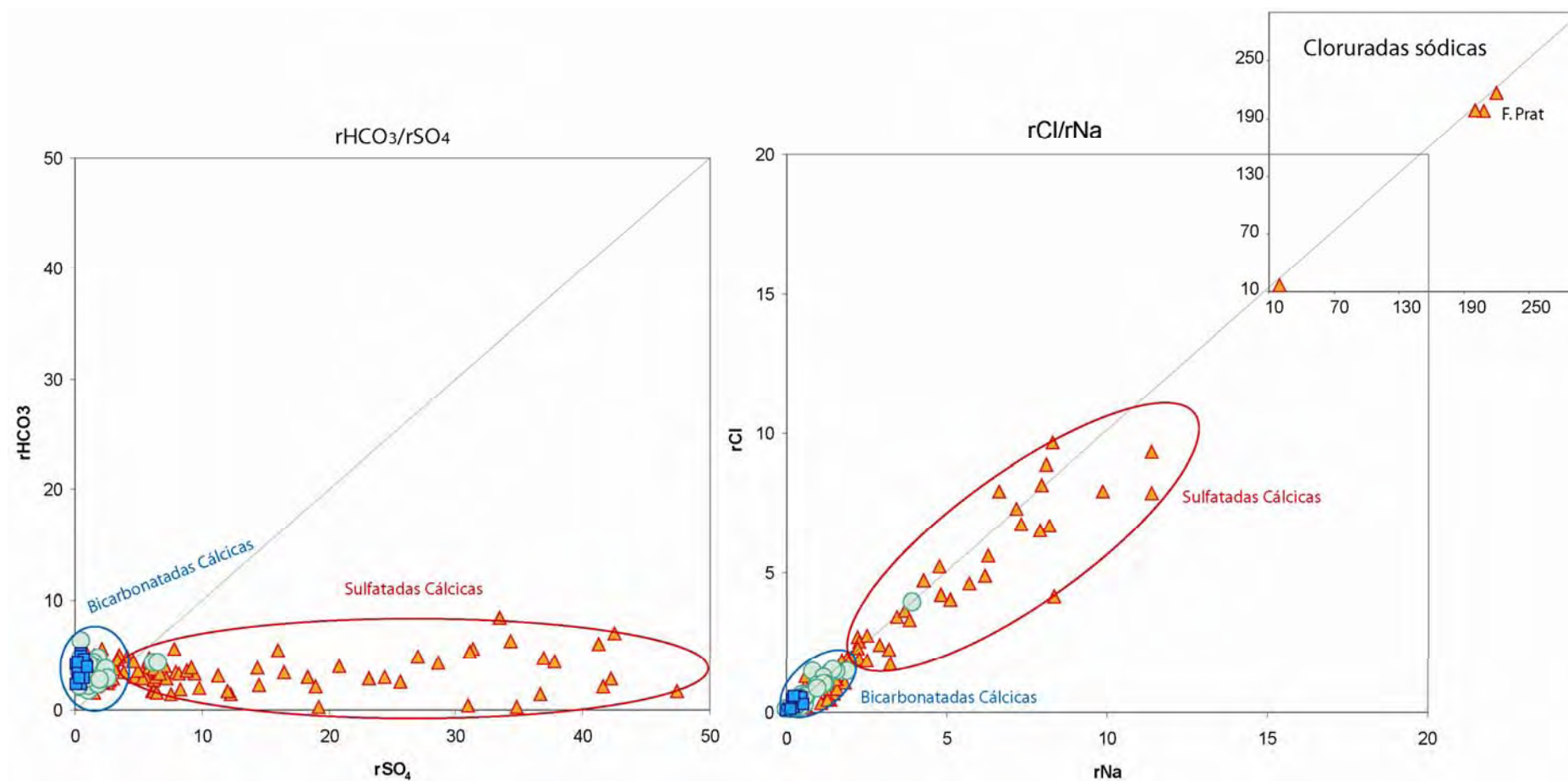


Figura 2.37.c) Relaciones iónicas de las aguas subterráneas en función del acuífero que representan ($r\text{HCO}_3/\text{rSO}_4$ y $r\text{Cl}/\text{rNa}$).

En general, en todas las aguas subterráneas se observa $rCl/rNa \sim 1$, lo que se interpreta como un proceso de disolución de halita que puede deberse al aerosol marino en las aguas de los acuíferos Cretácico y Eoceno. Sin embargo, en el acuífero triásico se observa un salto en la concentración de Cl y Na que parece indicar que la disolución de halita se produce en el propio acuífero debido a la presencia de sales en las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior.

Se ha representado la relación $\delta^{18}O/\delta^2H$ de todos los puntos en función de la época de muestreo (Figura 2.38) y en función del acuífero que representan (Figura 2.39), frente a la Línea Meteórica Media Mundial ($\delta^2H=8 \delta^{18}O+10$, Craig 1961) y la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental ($\delta^2H=8 \delta^{18}O+14$, Jiménez-Martínez y Custodio, 2008). Se observa una clara diferenciación entre dos grupos extremos: por un lado, las aguas correspondientes tanto a las Lagunas de Estaña como a los piezómetros existentes en sus inmediaciones, y por otro, el resto de aguas subterráneas. En el primer caso, se trata de aguas isotópicamente más pesadas, en las que se ha interpretado un fraccionamiento isotópico por evaporación en lámina libre, mayor en la Laguna Grande que en la Laguna Pequeña. Las aguas subterráneas por lo general (excepto en los piezómetros) son más ligeras, con una composición isotópica próxima a Línea Meteórica Media Mundial, aunque se observa cierta tendencia a la evaporación, con valores de d menores a 10‰, lo que podría interpretarse como fraccionamiento isotópico por evaporación previa a la infiltración. Asimismo, parece que las aguas muestreadas en agosto de 2007 son en general aguas isotópicamente más pesadas, lo que no se observa en agosto de 2008. Esto podría deberse a que la precipitación registrada en el año 2007 fue menor que en el 2008, mientras que la temperatura media anual fue medio grado más alta en el año 2007.

Las aguas subterráneas del acuífero Eoceno forman un grupo muy homogéneo de aguas más ligeras, mientras que las aguas representativas del acuífero Cretácico son algo más pesadas que las del Eoceno y también bastante homogéneas (Figura 2.40). En las aguas muestreadas en los materiales triásicos se observa una mayor dispersión de los datos, aunque parecen existir dos tendencias: la primera y en relación con las lagunas, siguiendo una línea de evaporación con pendiente 4,86, y la segunda, con aguas más ligeras, próximas a la Línea Meteórica Media Mundial y correspondientes a manantiales situados en el contacto entre el Muschelkalk y los materiales evaporíticos y arcillosos triásicos.

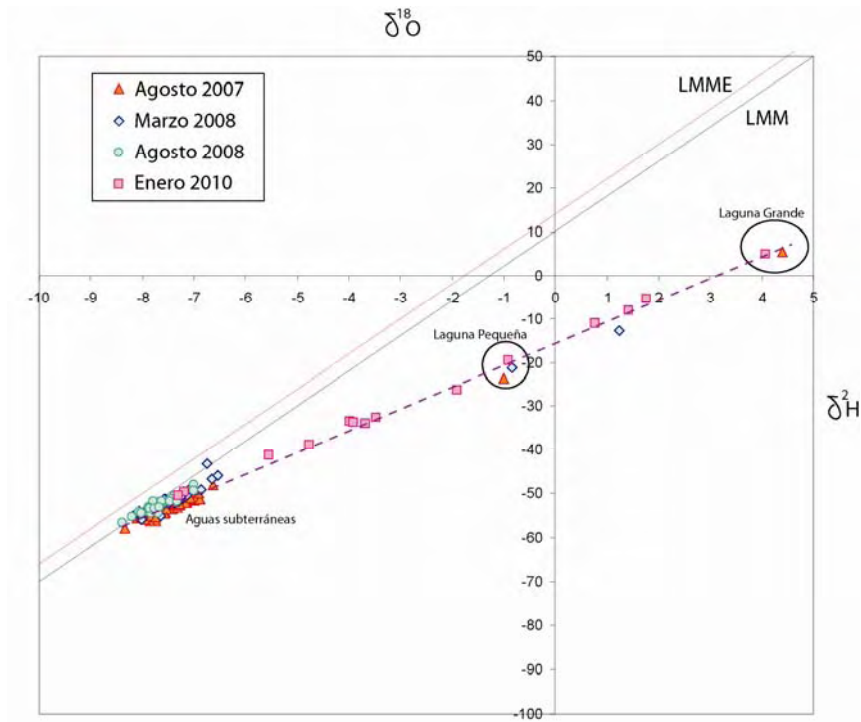


Figura 2.38. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en aguas subterráneas y lagunas en función de la época de muestreo.

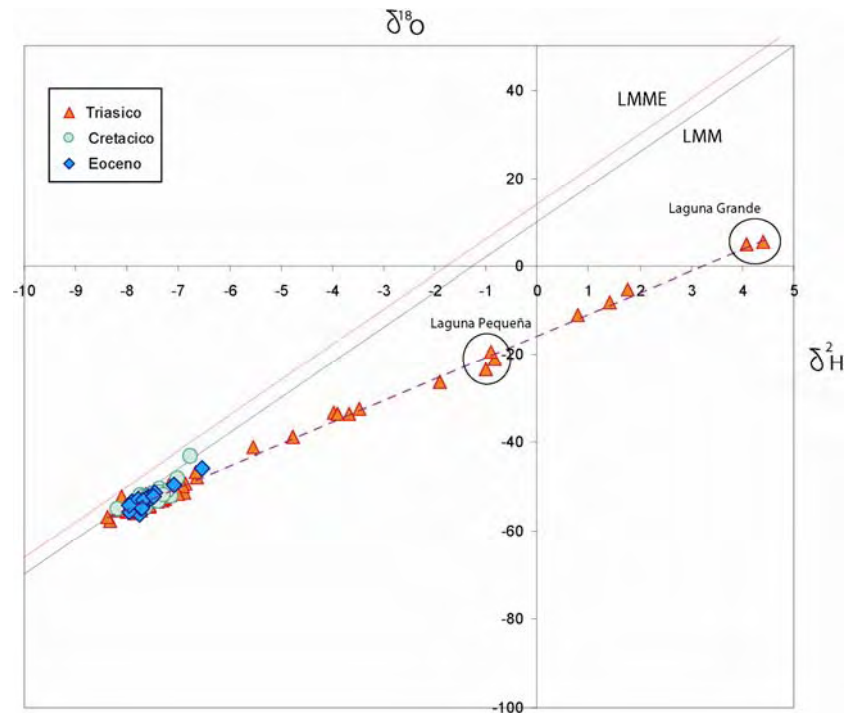


Figura 2.39. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en aguas subterráneas y lagunas según el acuífero que representan.

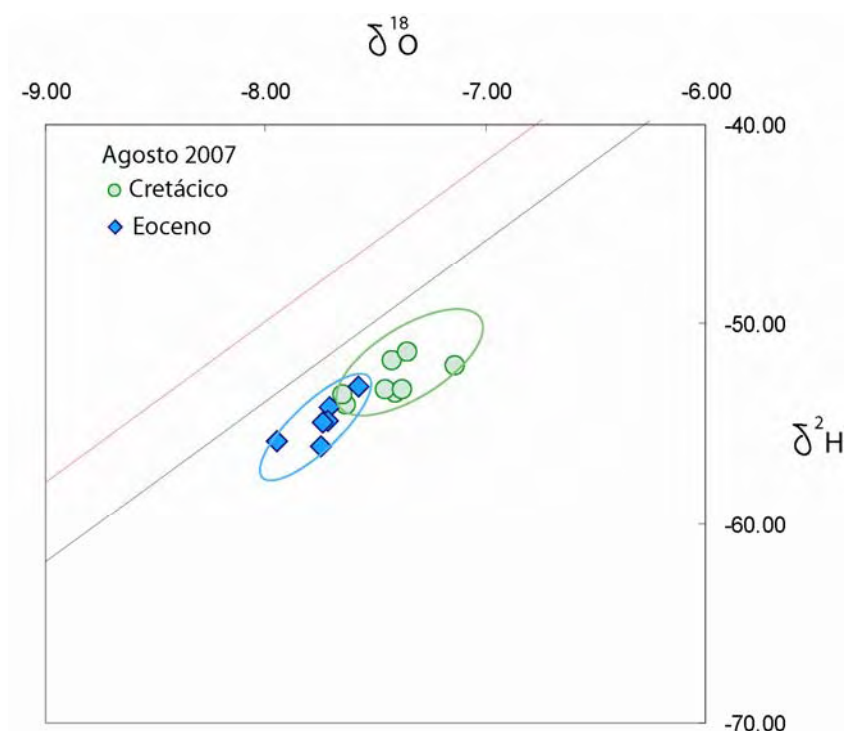


Fig.2.40. Relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en las aguas del acuífero Cretácico frente a las del acuífero Eoceno.

Se ha representado el contenido en tritio (^3H) según el tipo de acuífero considerado (Figura 2.41), observándose una menor variabilidad en los acuíferos Eoceno y Cretácico (entre 4-8 UT) con respecto a los materiales triásicos (0-11 UT). Estos datos son coherentes con los resultados de tritio obtenidos para la lluvia actual en los cinco tomamuestras de agua de lluvia instalados (3,7 y 7,2 UT) y con la estación de Zaragoza Aeropuerto en los últimos años (4,5 y 6,2 UT). En los materiales del Triásico el contenido en tritio es muy variable (0,5 y 11 UT), aunque en general se han encontrado contenidos entre 5 y 8 UT. Las aguas con contenidos próximos a 0,5 UT se interpretan como aguas más antiguas, infiltradas antes del pico de 1963, y por lo tanto, con un mayor tiempo de tránsito (parecen tener relación con la presencia de masas ofíticas como indican los datos en la Figura 2.41). Las aguas con mayores contenidos, en torno a 10 UT, constituirían aguas infiltradas después de 1963 pero anteriores al resto (4-8 UT) y por lo tanto, con un tiempo de tránsito mayor a la mayoría de puntos. La mayor parte de las muestras presenta contenidos medios similares a los esperables en las precipitaciones actuales, poniendo de manifiesto la presencia de flujos locales rápidos con tiempos de residencia relativamente cortos.

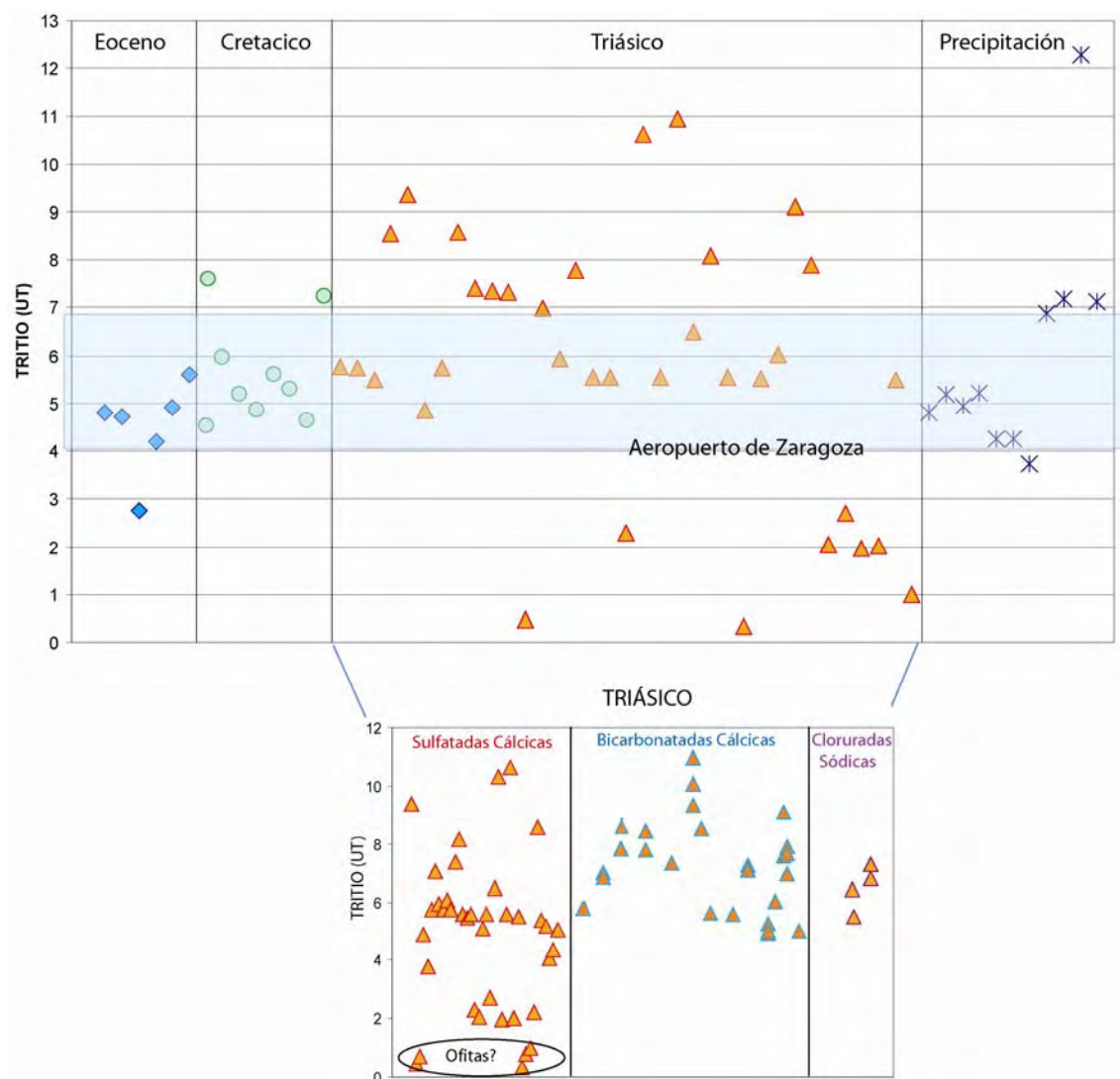


Figura.2.41. Contenido en tritio de las aguas subterráneas y de precipitación, donde se observa que la mayoría de los puntos tiene contenidos entre 4 y 8 UT. Los materiales triásicos se han diferenciado además en función del tipo de agua.

Teniendo en cuenta conjuntamente la caracterización hidroquímica e isotópica se han identificado cuatro tipos principales de agua:

1) Aguas bicarbonatadas cálcicas con bajo grado de mineralización (CE= 364-573 $\mu\text{S}/\text{cm}$), contenido isotópico ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$) próximo a la Línea Meteorica Media Mundial y entre 4 y 8 UT. Se trata de un grupo representativo del agua de lluvia promediada. Se localizan fundamentalmente en las sierras de Pilzán y Estaña, que constituyen la principal área de recarga.

2) Aguas bicarbonatadas cálcicas con mayor grado de mineralización (CE= 500-958 $\mu\text{S}/\text{cm}$), isotópicamente más ligeras que los tipos 3 y 4, y contenido

entre 4 y 8 UT. Se trata de un grupo homogéneo representativo fundamentalmente de los acuíferos Eoceno y Cretácico con un tiempo de tránsito del agua en el acuífero relativamente corto, cuyo proceso hidroquímico dominante es la disolución de calcita. Dentro de este grupo el agua correspondiente al acuífero Cretácico presenta una mayor mineralización, además de una composición isotópica ligeramente más pesada ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$) con respecto al agua representativa del acuífero Eoceno, pareciendo confirmar la desconexión hidráulica entre ambos acuíferos. Se localizan fundamentalmente en el Sinclinal de Estopiñán.

3) Aguas sulfatadas cálcicas (CE= 838-958 $\mu\text{S}/\text{cm}$) por la influencia de los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior, con una relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en general siguiendo la misma tendencia que la línea de evaporación de las lagunas y con contenidos en tritio muy variables entre 0,5 y 11 UT, cuyo proceso hidroquímico dominante es la disolución de yeso y/o anhidrita. La variabilidad en el contenido en tritio resulta coherente con la complejidad estructural comentada en apartados anteriores, pudiendo indicar una desconexión hidrogeológica, con diferentes sistemas de flujo en el acuífero triásico.

4) Aguas cloruradas sódicas (CE= 750-21065 $\mu\text{S}/\text{cm}$), con altas concentraciones en Cl y Na frente al resto de iones y una relación rMg/rSO_4 en torno a 1, además de un enriquecimiento en Ca frente a HCO_3 y SO_4 . Presenta composiciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$) variables y entre 4-8 UT. Se trata de un grupo minoritario, que no presenta una distribución espacial homogénea.

Todas las representaciones químicas ponen de manifiesto que las aguas del acuífero Cretácico y del acuífero Eoceno son bicarbonatadas cálcicas (coherentes con los materiales del acuífero carbonático). Este tipo de aguas es representativo, además, de los manantiales que aparecen en el contacto entre los carbonatos de las facies Muschelkalk y los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico, así como de los pozos que explotan únicamente los materiales del Muschelkalk. Por otro lado, las aguas sulfatadas cálcicas son representativas del resto de manantiales y pozos situados en el acuífero triásico. La importante variabilidad observada en la composición hidrogeoquímica del acuífero triásico entre dos tipos extremos (bicarbonatadas cálcico-magnésico y sulfatadas cálcicas), pone de manifiesto procesos de mezcla en función de los materiales atravesados (carbonatos, arcillas y evaporitas del Muschelkalk, así como materiales evaporítico-arcillosos y ofitas del Keuper).

2.5 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

En el área de estudio se diferencian dos unidades hidrogeológicas principales y tres acuíferos: Cretácico superior, Eoceno inferior y Triásico, además de las terrazas, glaciares y rellenos de dolinas correspondientes al Cuaternario. Los dos primeros acuíferos constituyen la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán. Su composición hidroquímica e isotópica parece poner de manifiesto el predominio de flujos locales y rápidos en comparación con la unidad hidrogeológica triásica (calizas, arcillas, ofitas y yesos), cuya mayor variabilidad hidroquímica e isotópica parece indicar la existencia de distintos acuíferos locales con diferentes sistemas de flujo.

El **Cretácico superior** constituye el acuífero principal a escala regional. Se trata de un acuífero kárstico permeable por fisuración, con doble porosidad y con una transmisividad, por lo general, ligeramente inferior al Eoceno aunque extremadamente variable (entre 79 y 24000 m²/día) en función del grado de fracturación y karstificación. Esta menor transmisividad podría interpretarse como debido a un menor desarrollo de la karstificación por una menor exposición a la alteración química del agua de lluvia por su menor zona de afloramiento con respecto a los materiales del Eoceno. A este acuífero se asocian algunas de las descargas más importantes como la Fuente de las Ollas o la Fuente del Molar. Estos manantiales se caracterizan por presentar un caudal de base relativamente constante de unos 20 y 30 l/s (entre 0,6 y 0,9 hm³/año) respectivamente, así como una mayor mineralización (mayores contenidos en magnesio y sulfato) y una composición isotópica ligeramente más pesada con respecto a los situados en el Eoceno (Fuente Redonda). Todo ello unido a los escasos datos piezométricos disponibles parece indicar una cierta desconexión hidráulica, al menos a nivel local, entre los materiales de Cretácico superior y del Eoceno, favorecida por la presencia de las facies lutíticas del Garumnense (Paleoceno).

El siguiente acuífero en importancia corresponde al **Eoceno**. Son muy escasos los ensayos de bombeo realizados en estos materiales, obteniéndose también valores de transmisividad muy variables. El punto de descarga más significativo es la Fuente Redonda que se caracteriza por presentar unos caudales extremadamente variables, desde un caudal base en torno a los 5 l/s hasta puntas que pueden superar los 400 l/s, es decir, entre 0,1 y más de 12,5 hm³/año (CHE, 1997; CHE, 2000; González y Oliván, 2008). Aguas arriba de este manantial existen otras salidas estacionales (tipo *trop plein*) que se activan después de intensos eventos de lluvia. La extrema variabilidad en los caudales así como la casi inmediata respuesta a las precipitaciones y los

rápidos agotamientos son coherentes con la naturaleza kárstica s.s. del acuífero, con un drenaje rápido a través de una red muy jerarquizada por conductos preferenciales y de poca porosidad eficaz en el macizo poroso. El bajo grado de mineralización de las aguas así como la composición isotópica de este manantial resulta también coherente con este comportamiento.

La principal entrada de agua al Sinclinal de Estopiñán se produce por la infiltración de agua de lluvia, mientras que las salidas se producen fundamentalmente a través de manantiales y pozos de bombeo. Los manantiales principales son la Fuente Redonda, Fuente de las Ollas y Fuente del Molar. Dichos manantiales han sido monitorizados permitiendo conocer mejor su magnitud y funcionamiento hidrodinámico. Los resultados obtenidos hasta el momento parecen poner de manifiesto que el Sinclinal de Estopiñán se encuentra muy próximo al equilibrio, no pareciendo estar influenciado por las explotaciones, lo cual resulta coherente a su vez con la relativa estabilidad de los niveles piezométricos.

Los niveles correspondientes al **Triásico** se encuentran constituidos por los materiales carbonatados correspondientes a las facies Muschelkalk, así como por las arcillas y yesos correspondientes al Triásico medio y superior. Estos materiales aparecen en los márgenes del Sinclinal de Estopiñán. La composición química e isotópica de los puntos de agua existentes en esta unidad presenta una mayor variabilidad con respecto al Sinclinal de Estopiñán, lo que se interpreta como debido a la existencia de distintos tipos de materiales (dolomías, arcillas, yesos y ofitas) con diferente transmisividad. Parecen existir acuíferos locales asociados al Muschelkalk, así como acuitardos asociados a las arcillas y yesos del Triásico.

Además, el estudio hidroquímico e isotópico realizado ha permitido identificar cuatro tipos de aguas subterráneas coherentes con los diferentes acuíferos y deducir los procesos hidroquímicos dominantes desde un punto de vista cualitativo: disolución de carbonatos, yeso y/o anhidrita y halita. Se observa una importante homogeneidad tanto hidroquímica como isotópica en los acuíferos Eoceno y Cretácico, mientras que el acuífero Triásico es más heterogéneo.

En general, el estudio de los isótopos ambientales de las aguas subterráneas pone de manifiesto un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ frente a la Línea Meteórica Mundial (LMM) y Línea Meteórica Mediterránea (LMME) como indican los contenidos en d menores a 10‰. Por otro lado, el estudio hidroquímico e isotópico del agua de

lluvia pone de manifiesto cierta heterogeneidad espacial y temporal con un origen predominantemente atlántico, así como una posible recarga preferencial entre enero y mayo. En general, las facies hidroquímicas varían entre bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcicas, coherentes con los materiales aflorantes en el área de recarga.

Además, el agua de lluvia en el Vértice de San Quílez, a pesar de corresponder al punto de muestreo situado a una cota más alta (1083 msnm) se caracteriza por presentar el mayor grado de mineralización, con elevados contenidos en cloruro y sodio, mucho mayor que en los grupos anteriores. Esto se ha interpretado como debido probablemente a la influencia de las explotaciones salinas existentes en Peralta de la Sal situadas a unos 12 km al O del área de estudio que facilitarían la dispersión de las sales en la atmósfera y posterior lavado del polvo atmosférico por la precipitación.

CAPÍTULO 3

CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA, PIEZOMÉTRICA E HIDRODINÁMICA

CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA, PIEZOMÉTRICA E HIDRODINÁMICA

El objetivo de este capítulo es establecer la caracterización geométrica, piezométrica e hidrodinámica del acuífero situado en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña. Para ello, en cada apartado se presenta la metodología correspondiente y a continuación los resultados obtenidos a partir de su aplicación. Para la caracterización geométrica se ha realizado una cartografía geológica de detalle (1:5000) y aplicado diversas campañas geofísicas (Resonancia Magnética Nuclear (MRS) y Tomografía Eléctrica). A partir de la cartografía geológica de detalle y de los resultados iniciales obtenidos en las primeras campañas de geofísica se construyeron seis sondeos de investigación con la finalidad de obtener datos reales de los materiales en profundidad y tener acceso directo a las aguas subterráneas. La realización de dichos sondeos ha permitido: a) conocer la geología del subsuelo ayudando a la interpretación estructural a partir de cortes geológicos, b) realizar una testificación geofísica (perfiles de gamma natural y resistividad) así como perfiles de conductividad y temperatura del agua y c) instalar piezómetros para obtener información piezométrica, hidrodinámica, hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña.

El estudio conjunto de la cartografía geológica de detalle, datos de campo, columnas litológicas de los sondeos y campañas geofísicas, ha permitido interpretar la estructura en profundidad de los materiales aflorantes mediante el establecimiento de cortes geológicos representativos. Dichos cortes, se han situado de manera que abarquen la mayor parte del área de estudio y en direcciones perpendiculares entre sí, y se han contrastado con estudios estructurales previos realizados en las Sierras Marginales (Pocoví, 1978; Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Martínez-Peña, 1991; García-Senz y Zamorano, 1992; Millán et al. 2000; Teixell y Muñoz, 2000).

Para evaluar la posible continuidad en profundidad de los materiales acuíferos se aplicaron dos métodos geofísicos, Resonancia Magnética Nuclear (MRS) y Tomografía Eléctrica (ERT). Estos métodos constituyen una buena herramienta de aproximación y de bajo coste que permite la caracterización de los acuíferos en áreas

tectónicamente complejas (Sandberg et al. 2002; Vouillamoz et al. 2007; Descloitres et al. 2008; Rapti-Caputo et al. 2009). La resonancia magnética nuclear (MRS) es el único método geofísico capaz de detectar la presencia de agua libre en el subsuelo (Lubczynsky y Roy 2003, 2004, 2005, 2007; Legchenko y Valla de 2002; Legchenko et al. 2002, 2004, 2006; Vouillamoz et al. 2007; Chalikakis et al. 2009) y que permite la cuantificación de la porosidad, la permeabilidad y el espesor de las capas acuíferas en los primeros cien metros por debajo de la superficie del terreno (Lubczynsky y Roy 2003; Vouillamoz et al. 2007; Legchenko et al. 2004; Mejias y La Plata 2007; Plata y Rubio 2008). El otro método geofísico utilizado con éxito en la definición de la geometría (profundidad, espesor y extensión) y la litología de los acuíferos es la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) (Plata 1999; Andrews et al. 1995; Owen et al. 2005; Rein et al. 2004; Descloitres et al. 2008). La tomografía eléctrica se ha utilizado en todo el mundo para estudios similares como el que se describe aquí (Skinner y Heinson 2004; Ball et al. 2010), así como en la detección de sumideros y cavidades con agua en el sur de África (Van Shoor 2002), en investigaciones sobre la geometría de vertederos (Meads et al 2003; Chambers et al, 2006.) y en la elaboración de mapas de riesgo kárstico (Zhou et al. 2002). Otro caso de aplicación de tomografía eléctrica se puede encontrar en Ruiz et al. (2006) y Heredia et al. (2007, 2009) donde se caracteriza la cuenca endorreica de Fuente de Piedra (Málaga, España). Esta metodología se aplicó también para la detección de salmueras profundas (Ibarra y Rubio, 2005). En este estudio, ambas técnicas, MRS y ERT, se han combinado para estudiar el acuífero kárstico del entorno de las Lagunas de Estaña.

Por otro lado, la instalación de piezómetros ha permitido identificar y diferenciar los niveles permeables, detectar la presencia de flujos ascendentes y/o descendentes, así como la estratificación de las aguas en el acuífero (Ziagos y Blackwell, 1981; Swanberg et al. 1988; Bartolino y Niswonger 1999) y conocer la evolución piezométrica de las aguas subterráneas comparándola con el nivel del agua en las lagunas. Todo ello ha permitido conocer el funcionamiento hidrogeológico en el entorno de las lagunas y la relación existente entre dichas lagunas y las aguas subterráneas. Finalmente, la realización de diversos tipos de ensayo en los piezómetros anteriormente comentados (ensayos de inyección-recuperación), ha permitido estimar los parámetros hidráulicos del acuífero y contrastarlos con los resultados obtenidos a partir de la geofísica.

3.1 GEOLOGIA LOCAL

Hasta la realización de esta tesis no existen antecedentes sobre la geología de detalle en el entorno de las Lagunas de Estaña, posiblemente debido a su complejidad estructural y a la disposición aparentemente caótica de las facies triásicas. Por este motivo, se ha realizado una cartografía geológica a escala 1:5000 con objeto de identificar una posible continuidad lateral de los materiales carbonatados del Muschelkalk, así como conocer la geometría del acuífero (Figura 3.1).

Los materiales carbonatados del Muschelkalk presentan, según datos regionales, una serie de 60 a 80 m compuesta por calizas y dolomías que a su vez se subdividen en dos tramos: inferior y superior (Calvet et al. 1994; Teixell et al. 1994; Olivé et al. 1995; Teixell et al. 1996). El inferior está formado por calizas grises de aspecto masivo a tabular, muy dolomitizadas y a veces con aspecto carniolar e intensamente karstificadas, que se puede corresponder con el tramo de Calizas Grises de Calvet et al. (2004). El tramo superior está formado por calizas micríticas a dolomías de grano fino oscuras o grises, bien estratificadas, con niveles finamente laminados y ocasionales restos de bivalvos. La realización de esta cartografía ha puesto de manifiesto la existencia de una mayor extensión de los afloramientos de materiales carbonatados del Muschelkalk de la indicada en cartografías geológicas previas a mayor escala (Teixell et al. 1994; Olivé et al. 1995; Teixell et al. 1996).

En campo se ha observado que los materiales carbonatados del Muschelkalk aparecen en ocasiones intensamente deformados con buzamientos muy variables, tanto en dirección como en inclinación. En el sector central, coincidiendo con la localización de las Lagunas de Estaña, aparecen subhorizontales, mientras que en el contacto con los materiales mesozoicos del flanco septentrional del Sinclinal de Estopiñán están verticales. También se ha identificado un diaclasado ortogonal a la estratificación en estas calizas y dolomías, con rellenos de karstificación y/o pátinas rojizas, signos que indican circulación de agua a favor de estas fracturas (Pérez et al., 2008).

Los materiales carbonatados del Muschelkalk, aparecen normalmente en contacto mecánico con los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio-superior y en raras ocasiones en contacto normal con ellos. Entre ambos materiales se han observado algunas surgencias como el Manantial de Estaña o el Manantial del

Prat. En el sector al N de las Lagunas de Estaña, los materiales carbonatados del Muschelkalk describen un relieve estructural.

La gran similitud entre las lutitas y evaporitas del Triásico medio (Facies M2 o Muschelkalk medio) y superior (Facies Keuper) lleva a confusión en el intento de discernir entre cual es cual (Salvany y Ortí 1987), causando errores de interpretación tanto tectónicos como estratigráficos (Virgili 1958). Existen tres aspectos fundamentales para su diferenciación, aunque se siguen dando confusiones en lugares donde las malas condiciones de afloramiento o la complejidad tectónica no permiten ver la correcta situación estratigráfica de estos materiales (Salvany y Ortí 1987), como ocurre en la zona de Estaña.

Así, el Muschelkalk medio está dominado por arcillas rojas y yeso laminado a nodular, con un espesor total de más de 100 m, siendo la presencia de láminas de arenisca definitoria (Virgili 1958; Salvany y Ortí 1987). Las facies Keuper, con un espesor de más de 250 m, son en su mayoría yesos y arcillas grises y/o verdosas, intercaladas con margas y carbonatos (Teixell et al. 2006) aunque en la Formación del Molar se han encontrado arcillas rojas.

El desarrollo en potencia de las dos unidades puede llegar a ser muy similar y las litofacies de sulfatos laminados o nodulares que contienen son iguales para los dos casos (Salvany y Ortí 1987). Tanto en el Muschelkalk medio (M2) como en el Keuper existe un gran número de cuerpos ofíticos (rocas alcalinas volcánicas) oscuros, masivos, desconectados y sin estructura aparente. En algunos aparecen estos cuerpos ofíticos con estructura almohadillada, probablemente localizada a techo de las facies Keuper (Lago y Pocoví 1982). Pese a las diferencias descritas en la bibliografía entre las facies del Muschelkalk medio (M2) y el Keuper, en la zona de estudio no ha sido posible diferenciarlas según criterios litoestratigráficos.

A continuación se describe la zona de estudio desde un punto de vista geológico teniendo en cuenta la cartografía de detalle realizada (Figura 3.1). En la zona N de la cartografía, las facies carbonatadas del Muschelkalk y las arcillas y evaporitas de Triásicos medio y superior están en contacto por medio de un retrocabalgamiento con conglomerados del Oligoceno. Al SO aparecen materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno pertenecientes al flanco septentrional del Sinclinal de Estopiñán.

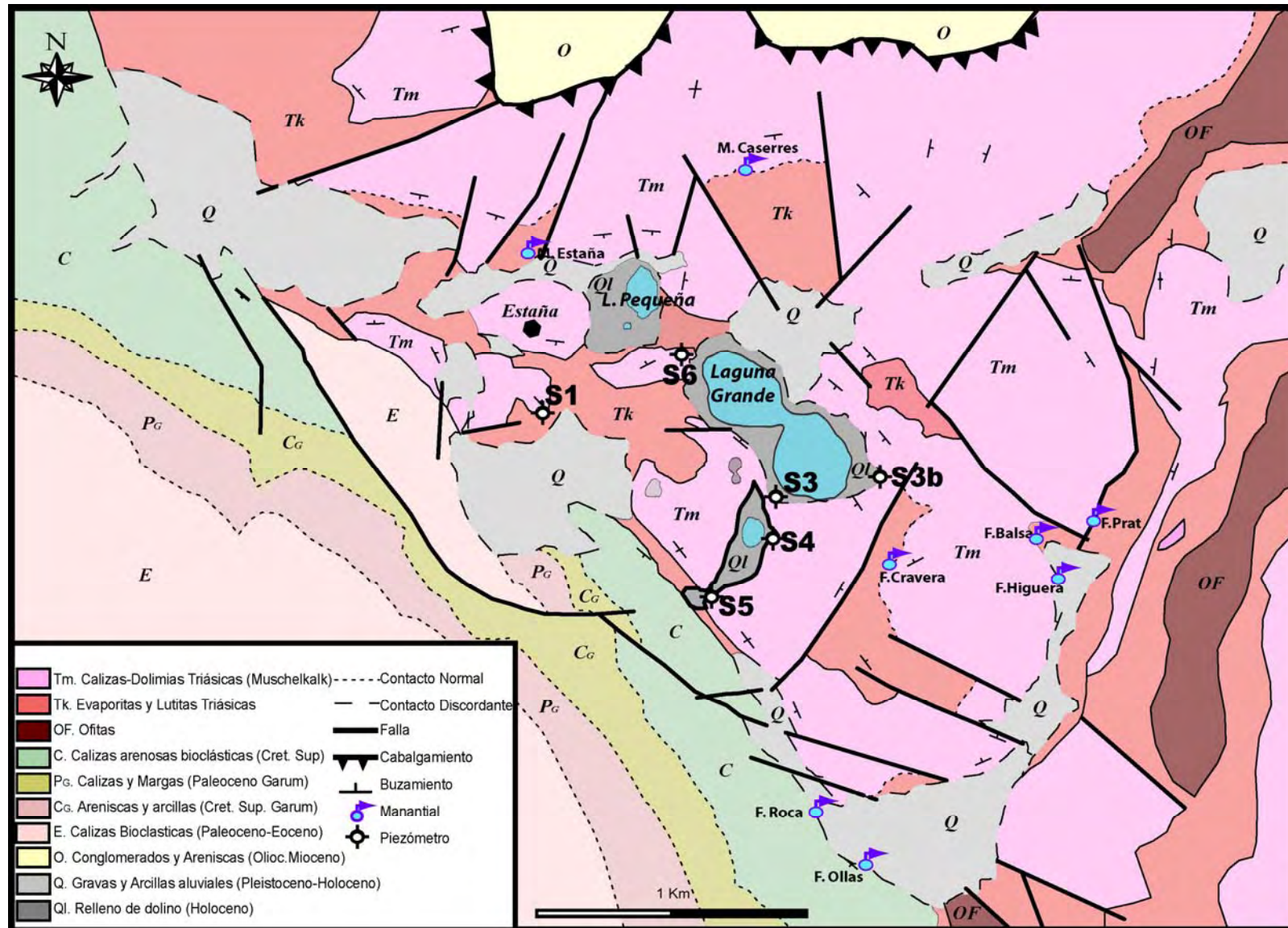


Figura 3.1. Cartografía geológica de detalle en las proximidades de las Lagunas de Estaña indicando la situación de los sondeos (Pérez-Bielsa et al. 2012).

Los materiales del Cretácico superior (edad Santoniense-Campaniense) están en contacto con los materiales evaporítico-arcillosos triásicos y puntualmente con los del Muschelkalk carbonatado, como ocurre en las cercanías del pueblo de Estaña, a través probablemente de una falla inversa. El flanco septentrional del Sinclinal de Estopiñán está afectado por una falla normal con hundimiento del bloque septentrional que repite la serie aflorante en el sinclinal.

Junto a la ermita de San Esteban, y en relación con el contacto Triásico-Cretácico, las capas de Muschelkalk se verticalizan. Asociados a este contacto se han identificado algunos puntos de descarga como la Fuente de las Ollas y Fuente del Molar. El sector E se caracteriza por la presencia de varias masas ofíticas alargadas de longitud variable entre 4 y 6 km aproximadamente y anchura de alrededor de 100 metros, de forma lenticular o tabular con bordes redondeados, que en la zona de Caserras del Castillo podrían permitir definir la polaridad de la serie según Lago y Pocoví, 1982. En toda la zona se observan multitud de fallas con diversas orientaciones.

En relación al sector central de la zona de estudio y alrededor de las lagunas, se ha observado una estratificación subhorizontal o con escaso buzamiento de los niveles carbonatados del Muschelkalk alrededor de la Laguna Grande, que en su parte N buza hacia el S e inmediatamente al S de ésta buza hacia el N, describiendo una morfología en cubeta. En planta, se observa una alineación de la Laguna Pequeña y Laguna Grande según una dirección aproximada N135, similar a la orientación NO-SE de las principales estructuras de la región, como el caso del Sinclinal de Estopiñán. Desde un punto de vista tectónico, el extenso afloramiento de materiales evaporítico-arcillosos asociados a cabalgamientos sugiere que la tectónica salina ha jugado un papel importante en su estructuración, como ha sido descrito para el conjunto de las Sierras Marginales (Millán et al. 2000).

En resumen, los resultados obtenidos a partir de la cartografía geológica de detalle ponen de manifiesto una mayor representatividad de los materiales carbonatados de las facies Muschelkalk de la mostrada en cartografías previas. Desde un punto de vista hidrogeológico, los materiales de las facies Muschelkalk se encuentran afectados por procesos kársticos, que podrían estar relacionados con los que originaron las lagunas. Se ha observado la existencia de varias surgencias asociadas al contacto Muschelkalk carbonatado con las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior con un régimen permanente de descarga, lo que podría

indicar que los materiales dolomíticos triásicos se encuentran saturados en agua y funcionan como acuífero local, descargando hacia las lagunas.

A partir de la cartografía geológica de detalle y teniendo en cuenta los resultados iniciales obtenidos en las primeras campañas geofísicas (MRS y ERT) se realizaron seis sondeos de investigación alrededor de las lagunas que quedaron instalados como piezómetros (S1, S3, S3b, S4, S5 y S6), uno de ellos (S5) resultó negativo (Figura 3.1). Estos aportan datos directos de la geología del subsuelo en puntos determinados y sus columnas litológicas son fundamentales para la interpretación de los datos geofísicos y la estructura geológica, ya que permiten contrastar los materiales “reales” con los parámetros medidos indirectamente, permitiendo así extrapolar su correspondencia a toda la zona de estudio.

Los sondeos fueron perforados con testigo continuo entre agosto y octubre de 2009 con profundidades entre 15 y 140 m y diámetros de perforación entre 50 y 90 mm, dependiendo de la profundidad alcanzada. Todos se iniciaron en los carbonatos del Triásico medio (Facies Muschelkalk) y continuaron hasta alcanzar el nivel piezométrico y/o los niveles evaporíticos arcillosos del Triásico medio y superior (M2 y/o Keuper). En la tabla 3.1 se presenta un resumen de las principales características de los sondeos realizados (coordenadas UTM, cota topográfica, profundidad, nivel piezométrico inicial, columna litológica y tipo de entubación). Una información más detallada sobre la testificación geológica se presenta en el Anejo A.3. Además, en noviembre de 2009 se realizaron varios registros geofísicos (perfiles de gamma natural y perfiles de resistividad) para obtener información sobre los materiales así como perfiles de conductividad y temperatura del agua (Anejo A.3).

Tabla 3.1. Resumen de las principales características de los sondeos realizados entre julio y octubre de 2009 en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña.

Punto	UTM X	UTM Y	Cota al suelo (msnm)	Brocal (m)	Prof. (m)	Nivel (m)	Columna
S1	791382	4659230	670.96	0.25	144	22.18	0-43 m Muschelkalk, 43-144m M2-Keuper
S3	792321	4658907	677.31	0.2	15	4.05	0-6.5 m Muschelkalk, 6.5-15 m M2-Keuper
S3b	792682	4659001	680.03	0.17	49.2	6.95	0-49.2 m Muschelkalk
S4	792252	4658797	678.44	0.12	35.5	5.12	0-25 m Muschelkalk, 25-35.5 m M2-Keuper
S5	792044	4658583	680.91		33	negativo	0-33 m Muschelkalk
S6	791904	4659464	687.68	0.12	40	14.29	0-35 m Muschelkalk, 35-40 m M2-Keuper

El sondeo S5, situado cerca del contacto Cretácico-Triásico, es el único en el que no se alcanzó el nivel piezométrico, por lo que no se instaló como piezómetro. Su profundidad total es de 33 metros y los materiales recuperados corresponden a calizas y dolomías laminadas del Triásico medio, lo que unido al buzamiento vertical de los

estratos y a su situación próxima al contacto Triásico-Cretácico, se interpreta como un sondeo realizado sobre el propio contacto mecánico. Los sondeos que rodean la Laguna Grande (S6, S4, S3 y S3b) tienen profundidades de 40, 35,5, 15 y 49,2 m, respectivamente. En los tres primeros, la perforación comenzó en rocas carbonatadas del Triásico medio, avanzando hasta alcanzar las facies evaporítico-arcillosas subyacentes del Triásico medio y superior a los 34,2, 30,2 y 6,48 m respectivamente, mientras que en el piezómetro S3b el testigo recuperado fueron calizas y dolomías triásicas en toda su profundidad. Las columnas estratigráficas de los sondeos realizados se muestran en la Figura 3.2

Se ha interpretado la geometría de la zona de estudio a partir de la realización de tres cortes geológicos (Figura 3.3). Estos cortes geológicos se han elaborado a partir de la cartografía geológica de detalle, datos de campo y columnas litológicas de los sondeos. Como se ha comentado previamente, no se pudo diferenciar en el campo entre las facies evaporítico-arcillosas del Triásico medio, M2, y las correspondientes al Keuper, por lo que para la interpretación de los cortes geológicos se ha tenido en cuenta la geometría más sencilla y un modelo estructural en el que la tectónica salina desempeña un papel importante. Un punto de partida a tener en cuenta es que se ha interpretado como nivel de despegue los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio en facies Muschelkalk (M2) y no el Keuper. Esto es debido a la aparición de facies carbonatadas del Muschelkalk involucradas y que por tanto, corresponderán al M3. Si se considerara el Keuper como nivel de despegue, la estructura sería muy complicada y habría que recurrir a complejos procesos tectónicos para explicar los afloramientos de materiales carbonatados del Muschelkalk.

En relación con la estructura profunda, tanto Martínez-Peña (1991) como Millán et. al (2000) interpretan una gran acumulación de materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior para explicar la aparición de materiales carbonatados de las facies Muschelkalk en superficie, próximos a los afloramientos de rocas del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno al SO y del Oligoceno al N (Figura 3.1).

Por otro lado, autores como García Senz y Zamorano (1992) o Teixell y Muñoz (2000) interpretan también una mayor acumulación de material evaporítico-arcilloso coincidiendo con las Lagunas de Estaña, pero además deforman los materiales del autóctono de la cuenca del Ebro para disminuir el espesor de estas facies triásicas y explicar así el afloramiento del Muschelkalk carbonatado en superficie (Figura 3.1).

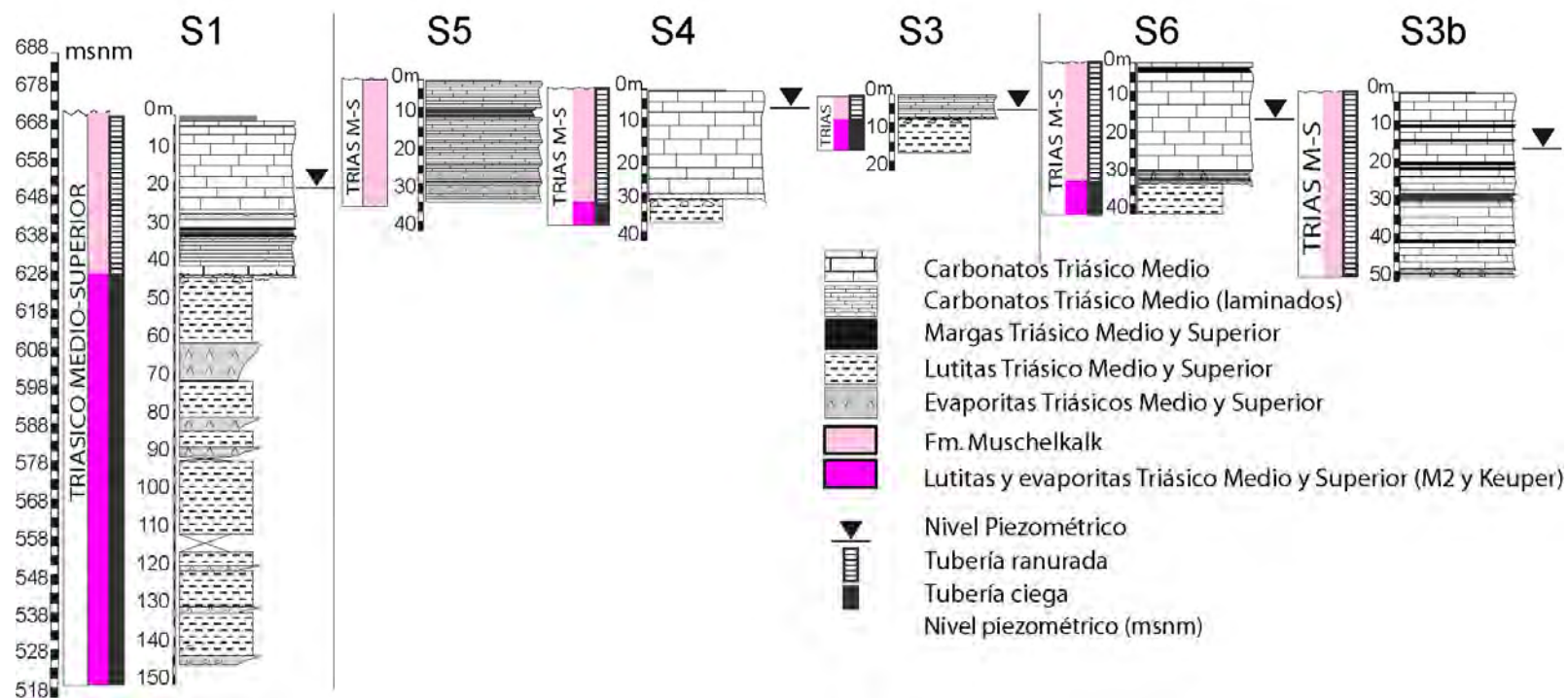


Figura 3.2. Columnas estratigráficas de los sondeos realizados en las Lagunas de Estaña y localizados en la Figura 3.1

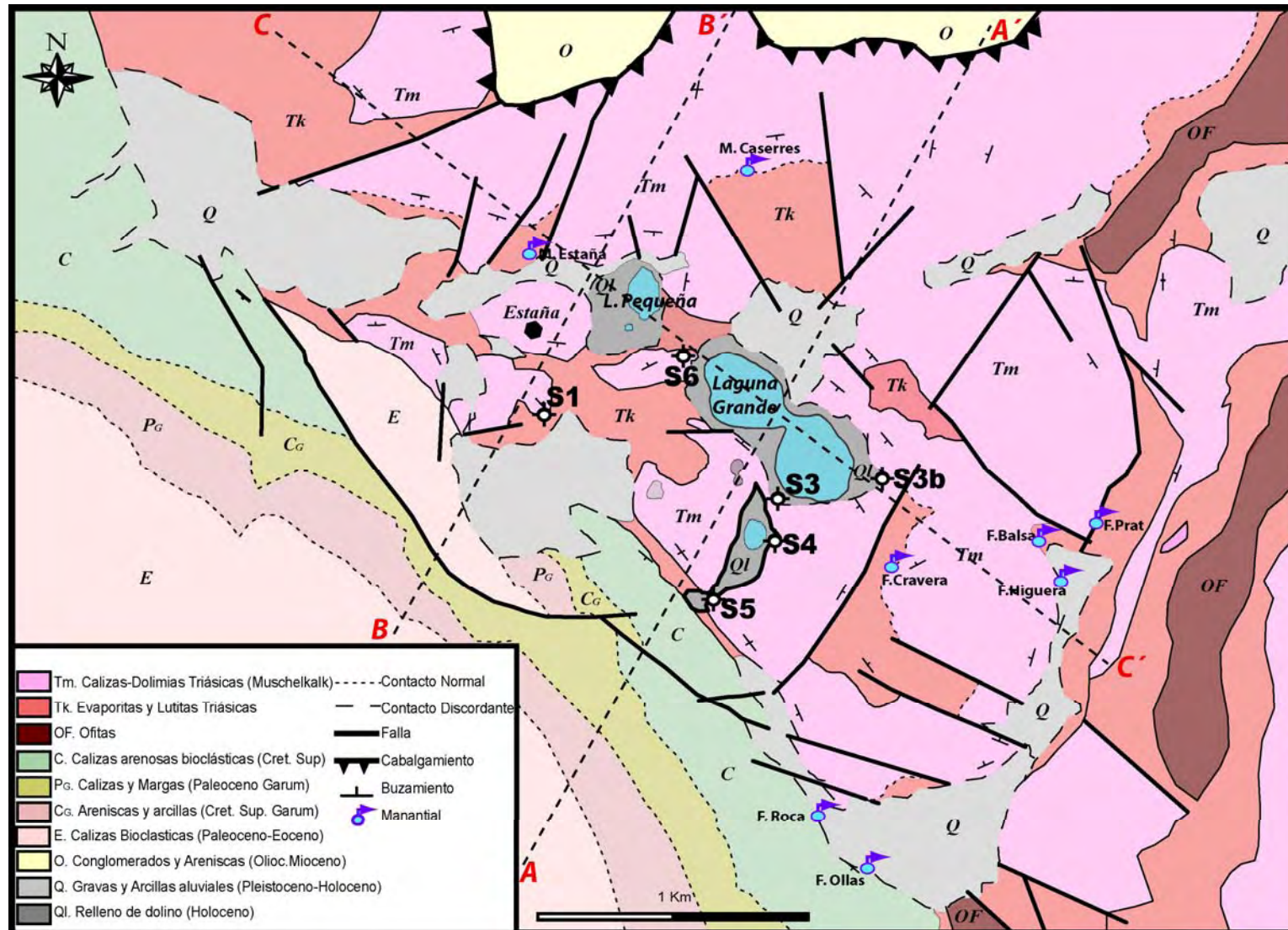


Figura 3.3. Cortes geológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la cartografía geológica de detalle y situación de los sondeos.

La distribución espacial de los cortes geológicos realizados sobre la cartografía geológica en el área de Estaña puede verse en la Figura 3.3. Se trata de dos cortes paralelos orientados SO-NE y otro perpendicular a estos con orientación NO-SE. A continuación se va a describir cada uno de ellos.

El **corte A-A'** (Figura 3.4) con dirección SO-NE se ha realizado con datos de campo y los datos de los sondeos S3, S4 y S5. Este corte atraviesa en su tercio SO los materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno del flanco septentrional del sinclinal de Estopiñán y la terminación SE de una falla normal que repite esta serie y hunde el bloque norte. Junto a la ermita de San Esteban y próximo al sondeo S5, los materiales cretácicos están en contacto con materiales evaporítico-arcillosos triásicos a través de un cabalgamiento de vergencia sur. A continuación aparece un afloramiento de calizas dolomíticas del Muschelkalk verticales que en pocos metros y coincidiendo con una pequeña cubeta (Laguna Pequeña de abajo que se encuentra seca) se disponen subhorizontales.

Este afloramiento se ha interpretado como el flanco norte de un anticlinal apretado asociado al cabalgamiento, con un núcleo de materiales evaporítico-arcillosos del M2 cuya charnela y flanco sur han sido erosionados. Esto podría tener relación con el hecho de que no se alcanzase el nivel piezométrico en esta zona (S5). Pese a que los sondeos S4, S3 y S3b se encuentran espacialmente muy cerca (25 m entre S4 y S3), sus columnas litológicas presentan espesores de los carbonatos del Muschelkalk muy diferentes: 40 m (S4), 10 m (S3) y 50 m (S3b). Para explicar esta diferencia de espesores, se ha interpretado la existencia de una estructura en “pop-up” formada por dos cabalgamientos de vergencia opuesta entre la Laguna de Abajo (seca) y la Laguna Grande. Esta estructura podría explicar la formación y desconexión de la Laguna de Abajo de la Laguna Grande. Además, la orientación de las lagunas de Estaña (Laguna Pequeña y Laguna Grande) con dirección N135 podría estar controlada por esta estructura. Tanto junto a la laguna seca (Laguna de Abajo) como junto a la Laguna Grande, los carbonatos del Muschelkalk aparecen subhorizontales y en su parte NE buzan hacia el sur, describiendo por tanto un sinclinal laxo cuyo eje coincidiría con la localización de la Laguna Pequeña y Laguna Grande. Hacia el NE del corte, los carbonatos del Muschelkalk se ponen en contacto con conglomerados oligocenos a través de un retrocabalgamiento.

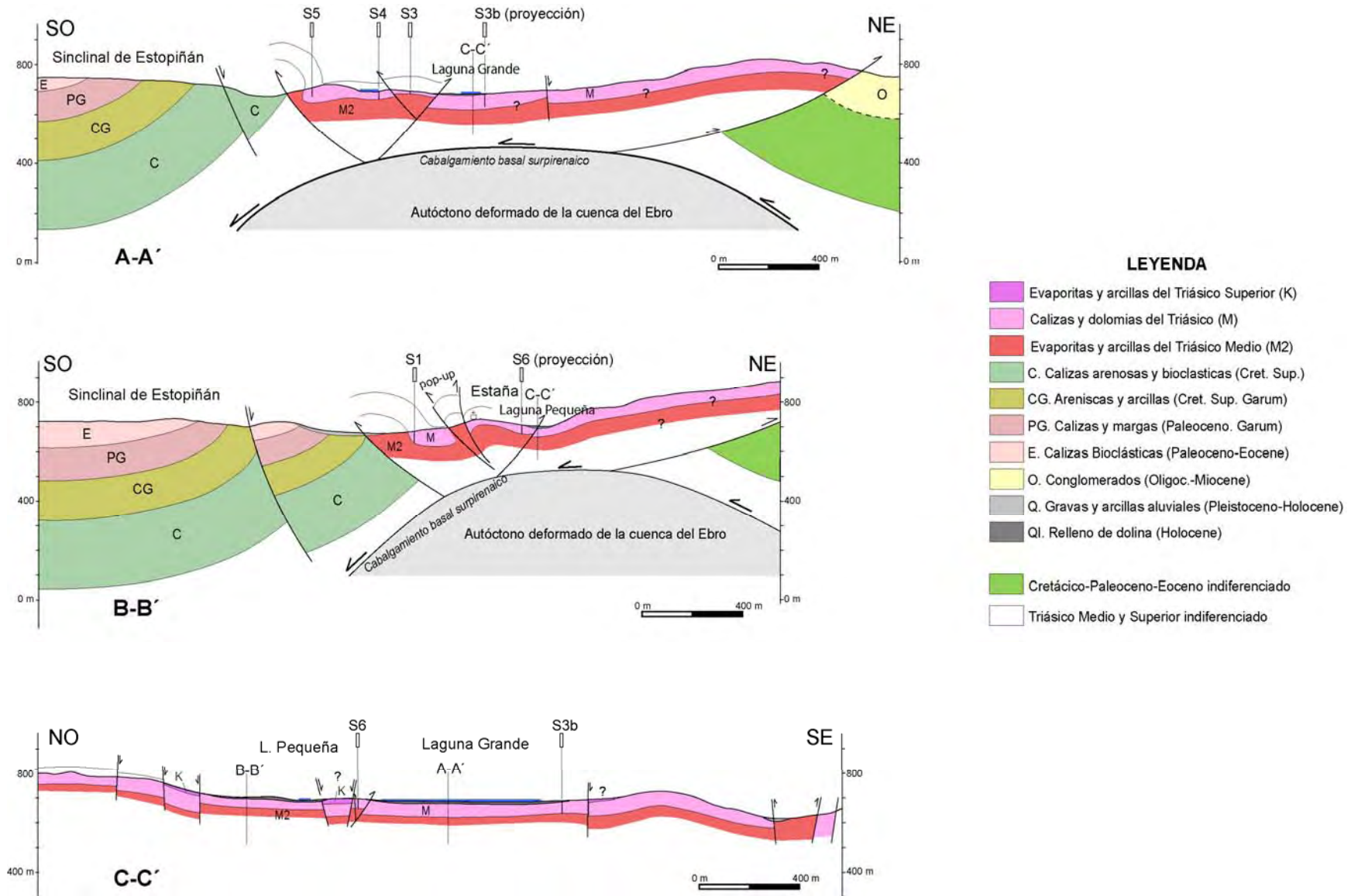


Figura 3.4. Cortes geológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la cartografía geológica de detalle y sondeos.

Esta geometría, en la que se describe un anticlinal apretado parcialmente erosionado con núcleo de materiales evaporítico-arcillosos y asociado a un cabalgamiento seguido de un sinclinal laxo, son típicas de zonas donde la tectónica salina domina la deformación, como ha sido descrito por otros autores para describir el patrón estructural de la lámina de las Sierras Marginales (Millán et al., 2000). Hacia el sur de la zona de estudio, sólo se han conservado los sinclinales laxos (Sinclinal de Estopiñán y Sinclinal de San Quílez) y los anticlinales apretados asociados a cabalgamientos han sido erosionados, por lo que parece repetirse el mismo patrón de deformación con los ejes de las estructuras también orientados N135.

El **corte B-B'** (Figura 3.4) con dirección SO-NE y paralelo al corte A-A', se ha realizado con datos de campo y los datos de los sondeos S1 y S6. La geometría interpretada que describen los materiales es similar a la geometría descrita en el corte A-A'. La mitad SO del corte B-B' está representado por los materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno del flanco septentrional del Sinclinal de Estopiñán y la repetición de esta serie debida a una falla normal que hunde el bloque norte. Como en el corte A-A', los materiales cretácicos están en contacto con materiales evaporítico-arcillosos triásicos a través de un cabalgamiento de vergencia sur. Se han interpretado estos materiales evaporítico-arcillosos triásicos como M2 y aflorando en el núcleo de un anticlinal asociado a este cabalgamiento que posiblemente es la continuación hacia el NO del anticlinal apretado descrito en el corte A-A'. Inmediatamente al S del pueblo de Estaña, aparece de nuevo un afloramiento de materiales evaporítico-arcillosos triásicos que también han sido interpretados como M2 y que afloran en superficie a favor de un cabalgamiento vergente al sur y un retrocabalgamiento asociado que aislaría el bloque de carbonatos de Muschelkalk sobre el que se sitúa el sondeo S1 y que explicaría la desconexión hidráulica observada entre el piezómetro S1 y el resto. Los carbonatos del Muschelkalk en el pueblo de Estaña describen un anticlinal asociado a estas estructuras. Coincidiendo con la localización del sondeo S6 y la Laguna Pequeña, los carbonatos del Muschelkalk se disponen subhorizontales y en el sector norte buzan ligeramente hacia el sur. En la Laguna Pequeña e inmediatamente al Norte de la proyección en el corte B-B' del sondeo S6, se ha interpretado la presencia de un retrocabalgamiento para explicar la alineación de la Laguna Pequeña con la Laguna Grande en una dirección N135, paralela a la dirección de las estructuras de la zona (ejes de los sinclinales de Estopiñán y San Quílez). Este retrocabalgamiento podría ser la continuación del retrocabalgamiento que define el "pop-up" descrito en el corte A-A'.

El **corte C-C'** es perpendicular a los cortes A-A' y B-B' y, por tanto, paralelo a los ejes de las principales estructuras del área. En este corte se observa una continuidad lateral del Muschelkalk carbonatado tanto en superficie como en profundidad, afectado por numerosas fallas interpretadas en su mayoría como fallas normales y que van diferenciando bloques de carbonatos pero, en general, con continuidad en profundidad. En este corte se interpretan dos afloramientos de materiales evaporítico-arcillosos del Keuper, puesto que aparecen en contacto normal con los carbonatos del Muschelkalk infrayacentes. Uno de estos afloramientos se localiza entre ambas lagunas, de manera que los materiales carbonatados del Muschelkalk se encontrarían por debajo de las arcillas y yesos del Keuper, no descartándose una posible conexión hidráulica entre ambas (apoyado por la información piezométrica en S6).

Los afloramientos de materiales evaporítico-arcillosos del M2 y/o Keuper de la lámina de las Sierras Marginales, se han venido describiendo como estrechas bandas asociadas a cabalgamientos o como superficies extensas, liberadas de cobertera y acompañadas de bloques caóticos, a priori aislados de dolomías de las facies Muschelkalk y masas ofíticas (Millán et al. 2000). En este trabajo, sin embargo, se ha observado una continuidad lateral a lo largo de una dirección N135 (dirección de las principales estructuras de la zona) coincidiendo con la localización de la Laguna Pequeña y la Laguna Grande así como con la de los materiales carbonatados del Muschelkalk, sólo retocada por la presencia de fallas menores (ver corte C-C'). En una orientación perpendicular a las estructuras, como muestran los cortes A-A' y B-B', las estructuras principales de la zona de estudio orientadas aproximadamente N135 sí que llegan a aislar bloques de carbonatos del Muschelkalk pero únicamente al sur de la Laguna Pequeña y la Laguna Grande.

3.2 GEOFÍSICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGÍA

Las actividades geofísicas desarrolladas tienen por objeto proporcionar información para desarrollar un modelo hidrogeológico que permita determinar las relaciones entre el agua subterránea y las Lagunas de Estaña, así como establecer límites hidrogeológicos en su entorno. En particular, se trata de estudiar la continuidad en profundidad de los materiales cartografiados en la superficie (limos con cantos sueltos del Cuaternario, arcillas y yesos del Triásico medio y superior (M2 y Keuper), y dolomías y calizas del Muschelkalk y el contacto entre las calizas del Cretácico superior (Sinclinal de Estopiñán) y los materiales evaporítico arcillosos triásicos.

Analizados los objetivos y el entorno geológico, se decidió la utilización de dos métodos geofísicos complementarios (Figura 3.5); a) *Método de Perfiles Eléctricos (ERT)*, que permite la identificación del tipo de rocas existentes y su posible contenido de agua (Plata 1999; Andrews et al. 1995; Owen et al. 2005; Rein et al. 2004; Descloitres et al. 2008). Se han medido diez perfiles con un total de unos 11000 m, distribuidos en dos campañas durante 2008 y 2009, con una profundidad de investigación del orden de los 150 m y b) *Sondeos de Resonancia Magnética (SRM)*, ya que es el único método geofísico que detecta directamente la presencia de agua (Lubczynsky y Roy 2003, 2004, 2005, 2007; Legchenko y Valla 2002; Legchenko et al. 2002, 2004, 2006; Vouillamoz et al. 2007; Chalikakis et al. 2009). Se registraron 18 SRM en 2008 y 2009 con una profundidad de investigación variable de 50 a 100 m, debido a la imposibilidad logística de utilizar antenas de mayores dimensiones en todos los emplazamientos. A estas mediciones hay que añadir la testificación geofísica (gamma natural, resistividad de la formación, temperatura y conductividad del fluido) de 180 m en 5 sondeos mecánicos efectuados durante 2009 mediante asistencia técnica con la empresa IGT comentada en el apartado 3.2.

En el “Informe de las actividades geofísicas efectuadas en 2008 en las Lagunas de Estaña (Huesca)” (abril de 2009, Sistema de Información Documental del IGME código 63764) se efectúa una descripción de los métodos geofísicos empleados, así como el análisis detallado de las mediciones SRM y su control de calidad. Los resultados obtenidos en esta primera campaña fueron esenciales para seleccionar los emplazamientos y profundidades de los sondeos realizados y anteriormente comentados. Para una mayor información y detalle sobre todas las campañas realizadas, datos y resultados geofísicos obtenidos se puede consultar el informe del IGME: “*Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnética, perfiles de resistividad y testificación de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca). 2010*” (Plata, 2010).

La interpretación de los resultados de los **MRS** indica la existencia de agua subterránea en todos los lugares donde se han aplicado (Figura 3.5), salvo en E1 y E11, localizados en la zona más al suroeste de la cuenca de Estaña, en concreto en el contacto Cretácico-Triásico. Los resultados indican que al menos en los 75 primeros metros de profundidad, coincidiendo con el límite de detección del método aplicado, en E1 y E11 no existe conexión hidráulica entre la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán y el acuífero local que alimenta las Lagunas de Estaña, al menos en esta zona.

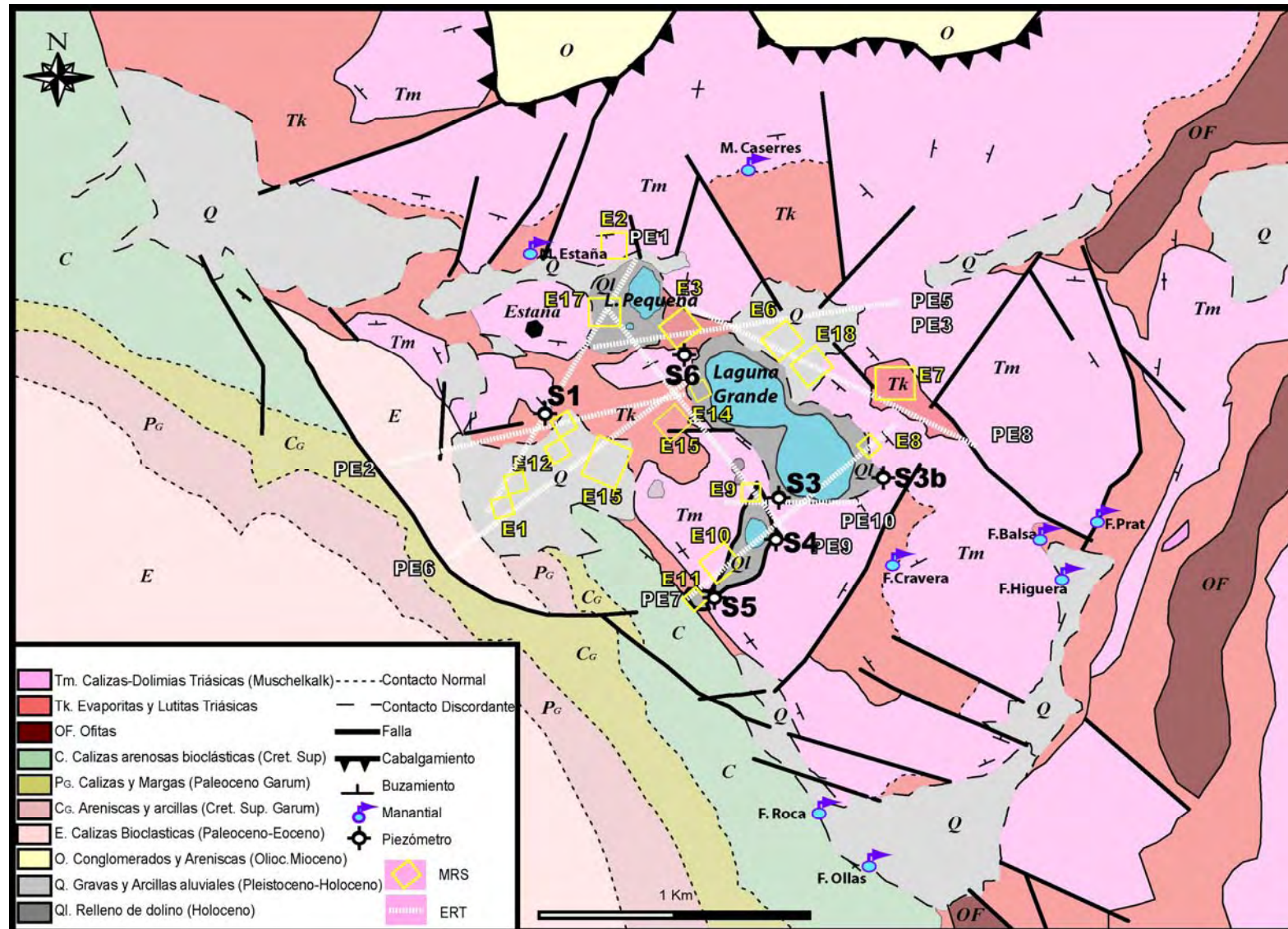


Figura 3.5. Distribución de los Sondeos de Resonancia Magnética (MRS) y Perfiles Eléctricos (ERT) sobre la cartografía geológica de detalle.

Se ha detectado la presencia de agua en los carbonatos del Triásico medio y se ha puesto de manifiesto que su permeabilidad es el resultado de la porosidad secundaria y del grado de fracturación. Debido a que este método solo es capaz de detectar agua libre, en el caso de las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior, esto solo sería posible en el caso de que existieran cuevas y/o conductos. La detección de agua libre en casi todos los lugares medidos no favorece la hipótesis de la karstificación del yeso, porque si el agua se encontrase en cavidades, no se hubiese detectado en todos los MRS, sino de una forma más localizada (Figura 3.6). Lo que no descarta la existencia de cavidades en algún caso aislado. Para detectar estructuras de pequeñas dimensiones sería necesario aumentar la densidad de medidas (Legchenko et al. 2008).

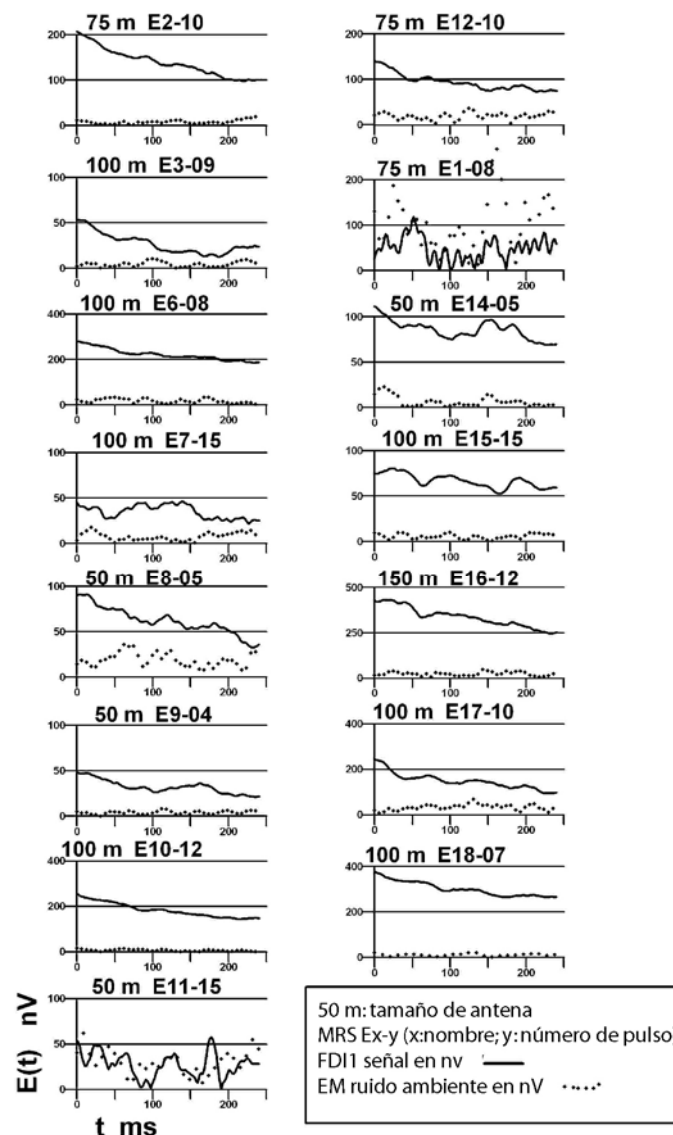


Figura 3.6. Ejemplo de curvas de campo de la señal de resonancia del agua $E(t)$ registradas en cada sondeo de resonancia magnética nuclear (MRS) frente al tiempo. Se muestra el decaimiento exponencial de la señal que permite verificar la existencia de agua libre en cada punto.

Los resultados obtenidos de la interpretación los **ERT** aportan información sobre la resistividad de las rocas en los primeros 150 m de profundidad. Los resultados obtenidos por ambos dispositivos (Werner y Schlumberger) son similares. Esto implica que la disposición general de las capas es horizontal. Para una correcta interpretación de las secciones es necesario asignar un valor de resistividad a cada una de las diferentes litologías. Esto se consiguió de dos maneras (Plata y Rubio, 2010): 1) comparando la resistividad obtenida a partir de la testificación geofísica en los sondeos mediante la columna litológica y 2) comparando los valores de resistividad de la primera fila de las celdas de inversión (cada 15 m y altura incrementándose con la profundidad) para todas las secciones con rocas aflorantes.

Las rocas cretácicas tienen valores mayores a los 300 ohm.m; los carbonatos del Triásico medio se caracterizan por valores mayores a 100 ohm.m en el caso de estar secos y con un rango de valores de 50 a 80 ohm.m en el caso de estar saturados. Las evaporitas y arcillas del Triásico medio y superior, sin embargo, presentan valores menores a 40 ohm.m, mientras que los materiales cuaternarios rondan los 30 ohm.m. aunque su escaso espesor no permite una buena estimación de dicho valor.

Las secciones de orientación SO-NE, siguiendo la dirección del Sinclinal de Estopiñán hacia las Lagunas de Estaña (PE1, PE2 y PE6, Figura 3.5), muestran que el contacto entre el Cretácico y el Triásico es casi vertical al menos en los primeros 150 m de profundidad. Las arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior tienen poco espesor en general, por debajo se encuentran los materiales carbonatados de las facies Muschelkalk con potencias de hasta 50 m.

Los materiales evaporíticos y arcillosos que se encuentran por debajo de dichos carbonatos presentan una potencia mayor que se ha estimado en torno a los 200 m. En la zona SE del área de estudio, la potencia de los materiales carbonatados parece verse incrementada con una alta resistividad, lo que indicaría un menor grado de fracturación. En cualquier caso se ha puesto de manifiesto que se trata de una zona con una estructura geológica y tectónica muy compleja, con presencia de intercalaciones de evaporitas y arcillas del Triásico medio y superior en los materiales carbonatados de las facies Muschelkalk. Además, se ha puesto de manifiesto la validez del uso de métodos geofísicos, como son la resonancia magnética nuclear (MRS) y la tomografía eléctrica (ERT), junto con datos geológicos de superficie y la

información aportada por los piezómetros, para la caracterización de la geometría del acuífero kárstico en una zona tectónicamente tan compleja como Estaña.

Se ha realizado una clasificación de la resistividad en base a criterios hidrogeológicos identificándose cuatro tipos de materiales: (i) evaporitas y arcillas de muy baja permeabilidad en el rango de 10 - <40 ohm.m; (ii) acuífero en carbonatos triásicos muy fracturados en el rango de 40 - <80 ohm.m, (iii) posible acuífero en carbonatos triásicos fisurados en el rango de 80-200 ohm.m, y (iv) carbonatos triásicos y cretácicos sin agua, con más de 200 ohm.m. Esto permite asignar una resistividad con criterios hidrogeológicos a las secciones transversales como las que se presentan en la Figura 3.7.

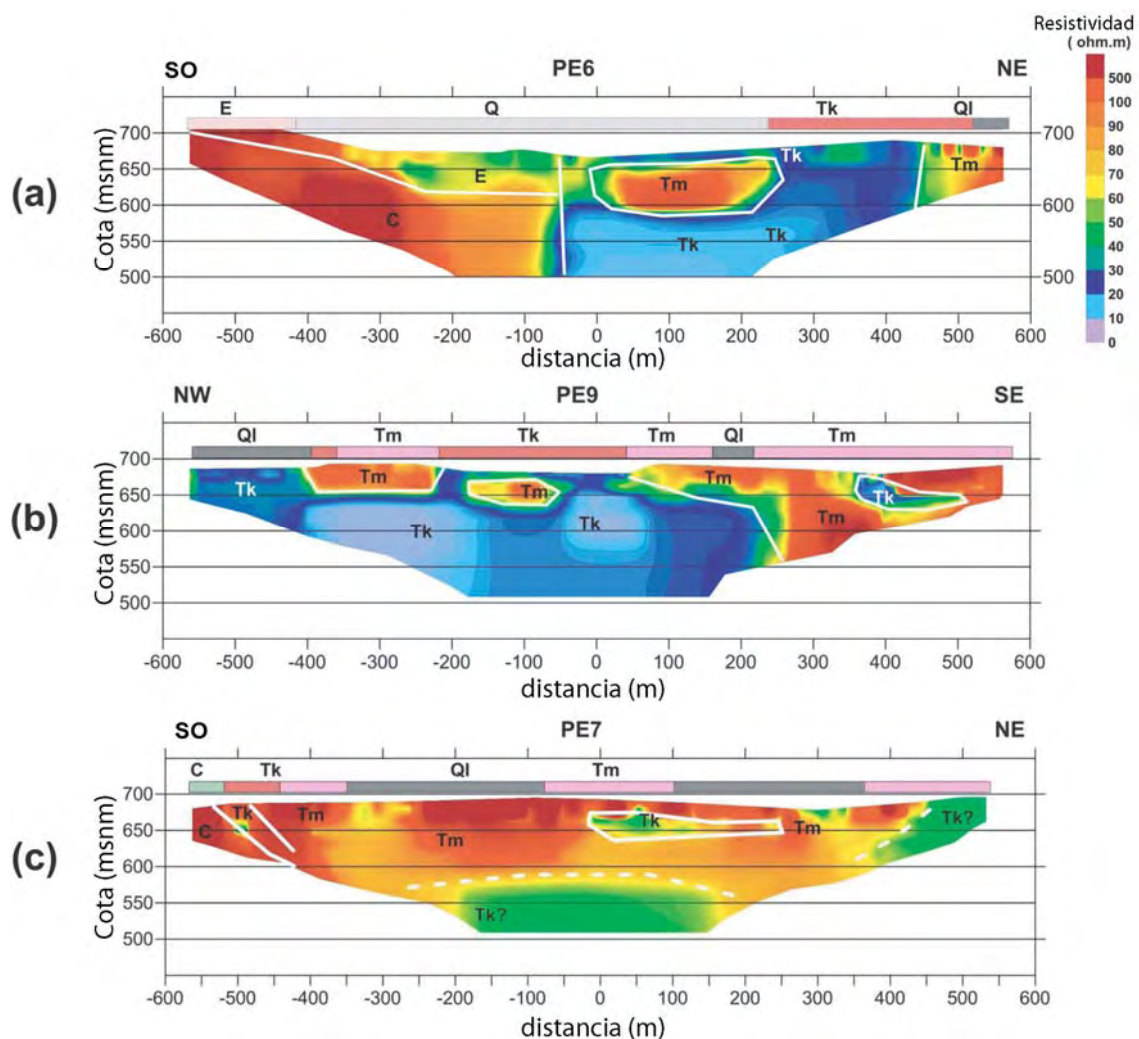


Figura 3.7. Ejemplos de la interpretación de las secciones de resistividad con la ayuda de la correlación establecida entre resistividad y litología a partir de la testificación geológica de los piezómetros. a) Sección PE6 desde el sinclinal de Estopiñán hasta la cubeta NO de Laguna Grande; b) Sección PE9 paralela a las lagunas; c) Sección PE7 desde el sinclinal de Estopiñán hasta la cubeta SE de Laguna Grande. (Tm: carbonatos del Muschelkalk; Tk: arcillas y evaporitas triásicas (M2 y Keuper)).

Por interpolación de los datos a través de toda el área, se han elaborado mapas de la distribución de la resistividad a varias profundidades, que permiten explicar la geometría de las estructuras geológicas y su variación con la profundidad. La aparente falta de conexión de las rocas permeables (Muschelkalk carbonatado) observada en las secciones transversales presenta una evidente continuidad cuando se analiza en el contexto de los mapas de resistividad a diferentes profundidades (Figura 3.8).

A 20 m de profundidad, coincidiendo aproximadamente con la base de la Laguna Grande, el sustrato de las lagunas está compuesto casi en su totalidad por los materiales evaporítico-arcillosos triásicos (salvo en su zona meridional). El límite sur de la zona, contacto con el Sinclinal de Estopiñán, está ocupado por rocas carbonatadas de muy baja permeabilidad con una zona en forma de cuña de mayor permeabilidad en el centro, que se hace más ancha al aumentar la profundidad. A los 30 m todo el contacto muestra un mayor grado de permeabilidad, que continua igual hasta aproximadamente 60 m de profundidad, donde se detecta la existencia de un posible acuífero en contacto con el Cretácico.

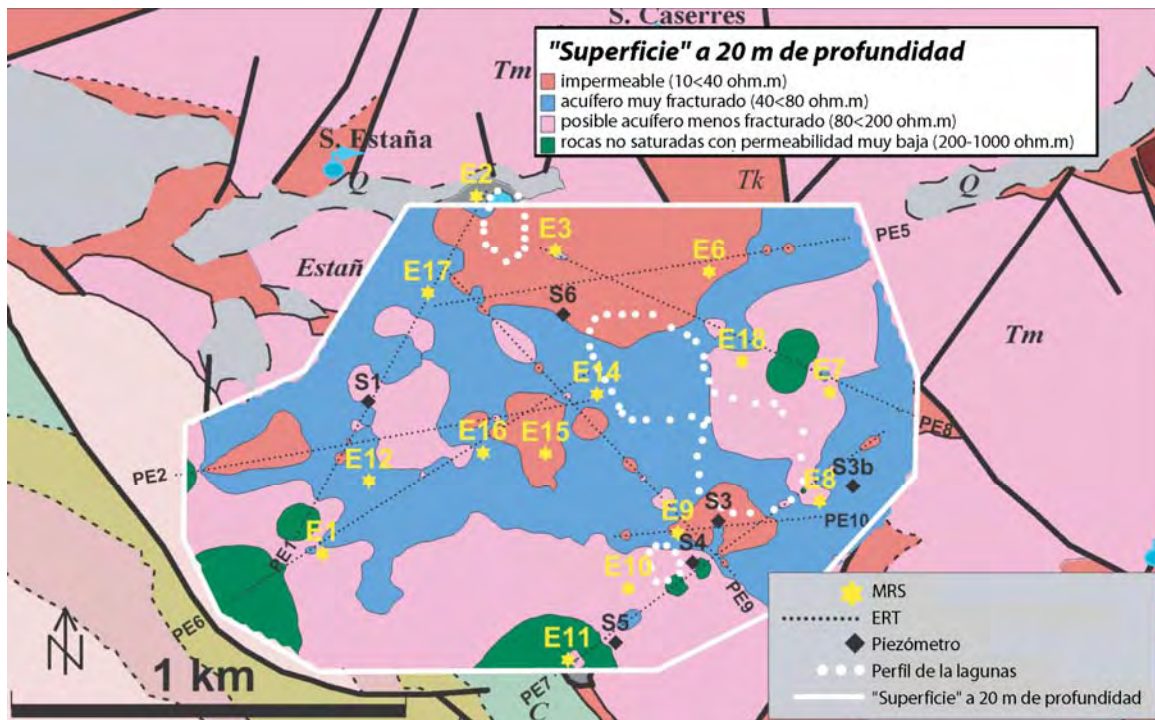


Figura 3.8. Interpretación de las condiciones hidrogeológicas a 20 m de profundidad, de acuerdo con la relación establecida entre la resistividad (ERT y testificación geofísica), la litología (cartografía geológica de detalle y testificación geológica de piezómetros) y el contenido en agua (MRS).

La interpretación conjunta de las campañas geofísicas realizadas (RMS, ERT y testificación de sondeos) parece poner de manifiesto la existencia de un acuífero local en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña, existiendo una desconexión hidrogeológica con la unidad hidrogeológica de del Sinclinal de Estopiñán. Por otro lado, este acuífero local correspondería principalmente a los materiales carbonatados del Triásico medio (Muschelkalk), los cuales se caracterizan por presentar una porosidad secundaria debida a fracturación y karstificación. Las arcillas y yesos del Triásico actuarían como una barrera hidráulica, aunque dada la presencia de agua en todos los RMS realizados no se descarta que puedan constituir un acuitardo. Finalmente y con respecto a la geometría de este acuífero local, parece ser más somero en las inmediaciones de las lagunas incrementándose su profundidad con la distancia a las mismas.

3.3 EVOLUCIÓN DE LA LÁMINA DE AGUA EN PIEZÓMETROS Y LAGUNAS

Con objeto de conocer las variaciones que se producen en el nivel de la lámina de agua en las lagunas, se han instalado sensores de presión de tipo Miniorpheus de OTT (Figura 3.9). El sensor se situó varios metros por debajo de la superficie y se inmovilizó mediante una conducción de polietileno comunicada con la superficie a través de una tubería de acero anclada al terreno por una zapata de hormigón y tapadera antivandálica. De esta forma, todo el conjunto simula un piezómetro convencional. Se optó por un sensor de presión por su precisión (± 1 mm), su reducido tamaño (22 mm), la autonomía en la alimentación y su menor impacto visual. La frecuencia de medida ha sido horaria, obteniéndose a partir de estas medidas datos promedio de nivel diarios. En ambos casos el sensor mide la columna de agua que se encuentra por encima del mismo, así como su temperatura. El periodo de control se inició el 11 de agosto de 2007 en ambas lagunas, con una columna inicial de 4,197 m en la Laguna Pequeña y 1,773 m en la Laguna Grande (nivel de referencia en cada uno de los sensores).

Durante el análisis y procesado de los datos de la Laguna Grande, se observaron saltos bruscos y cambios en la referencia de medida. Por otro lado, el 16 de febrero de 2009 el sensor dejó de tomar datos debido a la rotura del cable de conexión al ser mordido por el ganado. Se intentó hacer una restitución manual aproximada de los datos para dicho periodo, aunque la serie restituida planteaba muchas incógnitas y no se consideró suficientemente fiable. Una vez reparado el

sensor se ha podido disponer de datos desde el 5 de mayo de 2009 hasta la actualidad.

El sensor de la Laguna Pequeña se ha mantenido en correcto funcionamiento desde el momento de su instalación, aunque desde el 20 de mayo de 2010 se viene observando un cierto “ruido” en las medidas con variaciones bruscas diarias que no se han conseguido explicar, aunque probablemente se deba a un fallo interno del sensor de presión. Con objeto de minimizar en la medida de lo posible dicho “ruido” se ha realizado una restitución de los datos de nivel mediante el cálculo de la media móvil en periodos de nueve días, cadencia con la que se ha observado un ajuste óptimo de la curva de regresión.

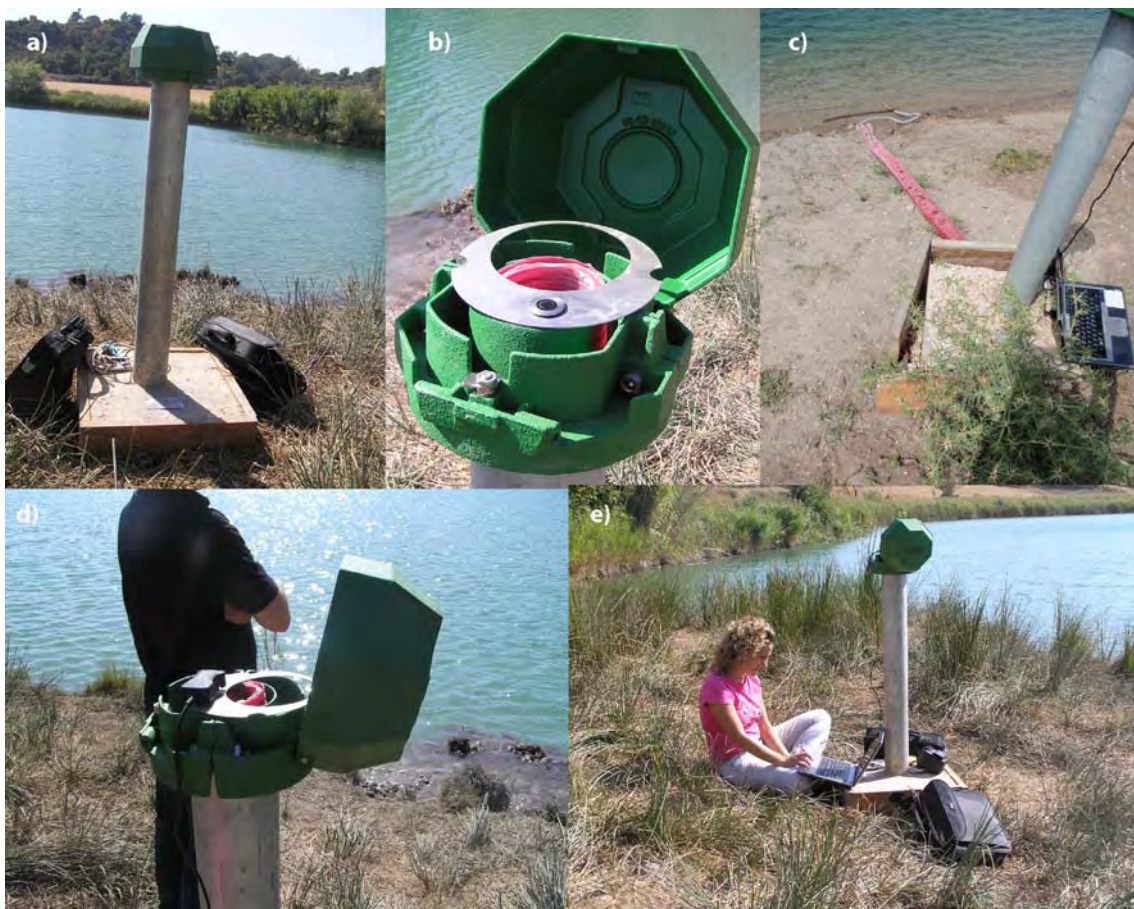


Figura 3.9. Sensores de presión instalados en las lagunas: a) vista general del sensor Orpheus Mini; b) puerto de infrarrojos para la descarga de datos; c) vista en detalle del cable del sensor que va a la laguna; d) Puerto de infrarrojos con el cable de descarga de datos al PC y e) proceso de descarga de datos.

Por otro lado, la construcción de los piezómetros anteriormente comentados ha permitido tener acceso directo a las aguas subterráneas próximas a las lagunas y poder conocer la piezometría (Tabla 3.2). Dichos piezómetros fueron instalados en

PVC con tubería ranurada en todo el espesor carbonatado (acuífero potencial) y tubería ciega a lo largo del resto de materiales (yesos y arcillas).

Tabla. 3.2 Resumen de las principales características de los sondeos realizados entre julio y octubre de 2009 en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña, donde se indica además la entubación realizada en cada caso para su instalación como piezómetros. (M: Muschelkalk carbonatado, M2: arcillas y evaporitas del Muschelkalk medio y K: arcillas y evaporitas del Keuper)

Punto	UTM_X	UTM_Y	Cota suelo (msnm)	Brocal (m)	Prof. (m)	Nivel (m)	Columna	Entubación
S1	791382	4659230	670.96	0.25	144	22.18	0-43 m M, 43-144m M2-K	0-53 m rejilla 53-144 m ciego
S3	792321	4658907	677.31	0.2	15	4.05	0-6.5 m M, 6.5-15 m M2-K	0-6.5 m rejilla, 6.5-15 m ciego
S3b	792682	4659001	680.03	0.17	49.2	6.95	0-49.2 m M	0-49.2 m rejilla
S4	792252	4658797	678.44	0.12	35.5	5.12	0-25 m M, 25-35.5 m M2-K	0-25 m rejilla, 25-35.5m ciego
S5	792044	4658583	680.91		33	negativo	0-33 m M	Sin entubar
S6	791904	4659464	687.68	0.12	40	14.29	0-35 m M, 35-40 m M2-K	0-35 m rejilla, 35-40 m ciego

Para conocer la cota absoluta a la que están referidas las variaciones de nivel de la lámina de agua en las lagunas y del nivel en los piezómetros, se ha realizado una campaña de georreferenciación usando como base el vértice geodésico de San Quílez (Figura 3.10). Los equipos utilizados fueron los PROMARK3 de la casa Ashtech, poseen capacidad de lectura y almacenamiento de la señal con una precisión centimétrica y posibilidad de trabajar en modo estático o cinemático. Dicha campaña se llevó a cabo el 6 de agosto de 2009, obteniendo las cotas absolutas en ambas lagunas y en los piezómetros a nivel del terreno. En ese momento, la cota de la lámina de agua correspondía a 673,52 msnm en la Laguna Grande y 678,97 msnm en la Laguna Pequeña, mientras que la cota en S3, S3b, S4 y S6 era de 673,5, 673,37, 673,5 y 674 msnm respectivamente.

A continuación se muestran los resultados obtenidos a partir la aplicación de la metodología comentada. Una vez definidas dichas cotas, conociendo las variaciones relativas de los niveles, se ha podido correlacionar cada dato medido con la cota real absoluta. Estos datos permiten definir dos posibles líneas de flujo subterráneo, uno desde el piezómetro S6 pasando por la Laguna Grande hacia el piezómetro S3b, y la otra entre el piezómetro S4 y la misma laguna (Figura 3.11).

En la Figura 3.12 se presenta la evolución de la lámina de agua en ambas lagunas frente a los niveles piezométricos medidos S1, S3, S3b, S4 y S6, comparándola con la precipitación en la estación meteorológica de Estaña (completada con los datos de la Estación de Benabarre). Como puede observarse, la cota media de agua en la Laguna Pequeña es de unos 679 msnm, aproximadamente unos 6 metros por encima del nivel de la Laguna Grande.



Figura 3.10. Campaña de georreferenciación: a) estación base en el vértice geodésico de San Quílez; b y d) GPS y antena instalados en las lagunas para la medida del nivel y c) detalle del GPS utilizado.

Además, la Laguna Pequeña presenta una menor fluctuación de niveles ($\pm 0,5$ m) con respecto a la Laguna Grande (± 1 m) y dichas variaciones responden rápidamente a las precipitaciones. El nivel piezométrico en S6 se encuentra por encima del nivel de la Laguna Grande y responde de forma rápida a los eventos importantes de precipitación. Por el contrario, el nivel en S3b está a menor cota que la Laguna Grande, mientras que S3 y S4 presentan un nivel piezométrico muy similar a la de esta. Los piezómetros S3, S4 y S3b reflejan muy bien las variaciones de la lámina de agua en la Laguna Grande, y no tanto las variaciones debidas a la precipitación. El piezómetro S1, con una profundidad de 144 m y un nivel piezométrico de 22,18 m (correspondiente a 649 msnm), se encuentra aproximadamente unos 25 m por debajo del resto y también por debajo del nivel de la Laguna Grande, se interpreta la existencia de una divisoria de aguas subterráneas (Figura 3.12).

El estudio piezométrico realizado a partir de los niveles obtenidos en S1, S3, S3b, S4 y S6, así como de los niveles de la lámina de agua en las lagunas parece indicar un flujo subterráneo preferencial de entrada a la Laguna Grande desde el NO (piezómetro S6) y de descarga hacia el SE (piezómetro S3b). Esta tendencia se ha

mantenido prácticamente constante durante todo el periodo de control, lo que permite definir dos posibles líneas de flujo; una desde el NO (S6 y posiblemente desde la Laguna Pequeña) hacia la Laguna Grande de Estaña y desde esta hacia el SE (S3b), y la otra, desde el SO (S4) hacia la misma Laguna, aunque en periodos concretos esta tendencia se puede invertir sugiriendo un flujo desde la Laguna Grande hacia S4 (Figura 3.12).

En cualquier caso, los niveles en los sondeos S3 y S4 son muy similares al de la Laguna Grande, con variaciones de pocos centímetros. Por otro lado, en S1 se observa un nivel piezométrico en torno a los 649 msnm, 25 m por debajo del nivel del resto de piezómetros y de la Laguna Grande, confirmando la existencia de una divisoria de aguas subterráneas entre el piezómetro S1 y el resto de piezómetros.

A partir de los cortes geológicos realizados, la información piezométrica de los sondeos y el nivel de la lámina de agua en las lagunas, se han elaborado una serie de cortes hidrogeológicos (Figura 3.13) para tratar de estimar la superficie saturada del acuífero de Estaña (Figura 3.14). La superficie piezométrica así definida es tentativa, ya que no se cuenta con suficiente información, fundamentalmente en las sierras y únicamente se conoce la cota topográfica de dos manantiales existentes en el contacto entre los materiales carbonatados y evaporítico-arcillosos triásicos (Manantial de Estaña y Fuente de Caserras). A grandes rasgos, se observa cómo el límite de la zona saturada coincidiría aproximadamente con la cuenca vertiente superficial. En la zona norte, junto al retrocargamiento que pone en contacto los materiales triásicos con los conglomerados de la cuenca de Graus, tendría menor extensión, mientras que en la zona SE, junto a la fuente del Prat, la extensión sería mayor que la supuesta a partir de la cuenca vertiente superficial.

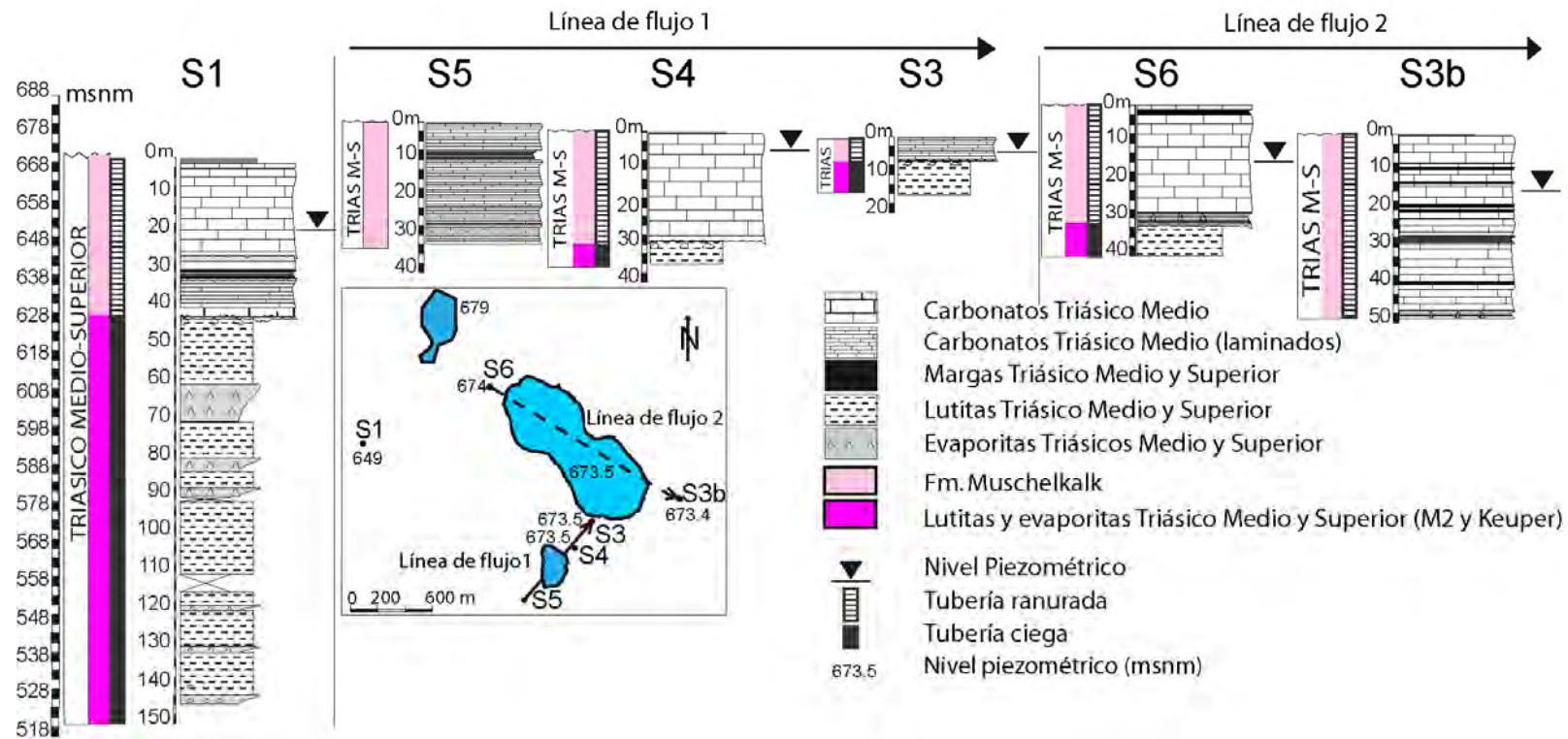


Figura 3.11. El acuífero consiste en los materiales carbonatados del Triásico medio (Facies Muschelkalk). La presencia de materiales evaporíticos y arcillosos permiten la identificación de una capa poco permeable o acuitardo. Basándonos en los niveles piezométricos obtenidos en los sondeos al finalizar la perforación, se han definido las probables líneas de flujo teniendo en cuenta el nivel en la Laguna Grande. Todas las cotas (situadas a la izquierda de los sondeos) hacen referencia a msnm. El sondeo S5 resultó negativo por lo que no se indica su nivel piezométrico.

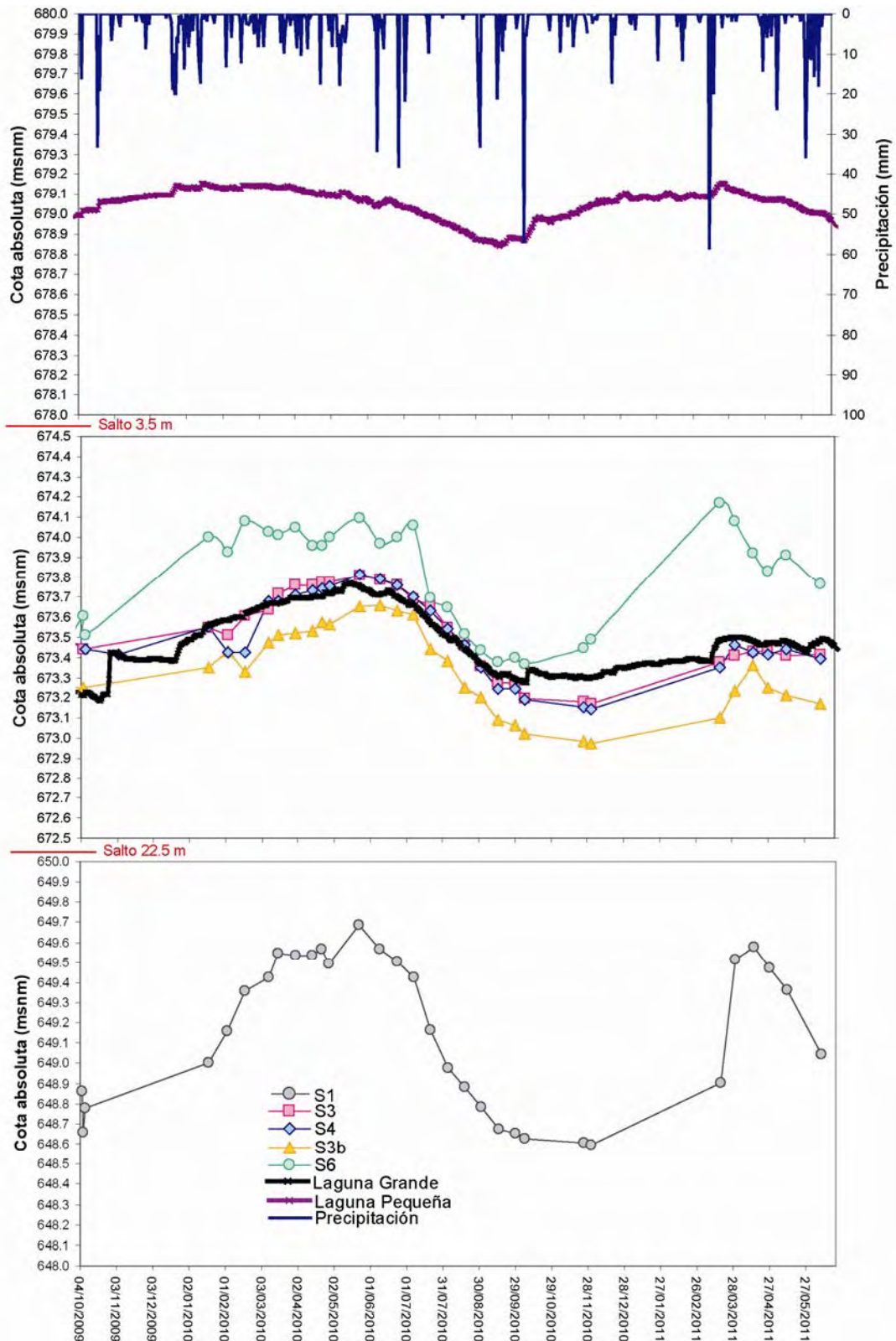


Figura 3.12. Evolución piezométrica frente a la lámina de agua en las lagunas y la precipitación

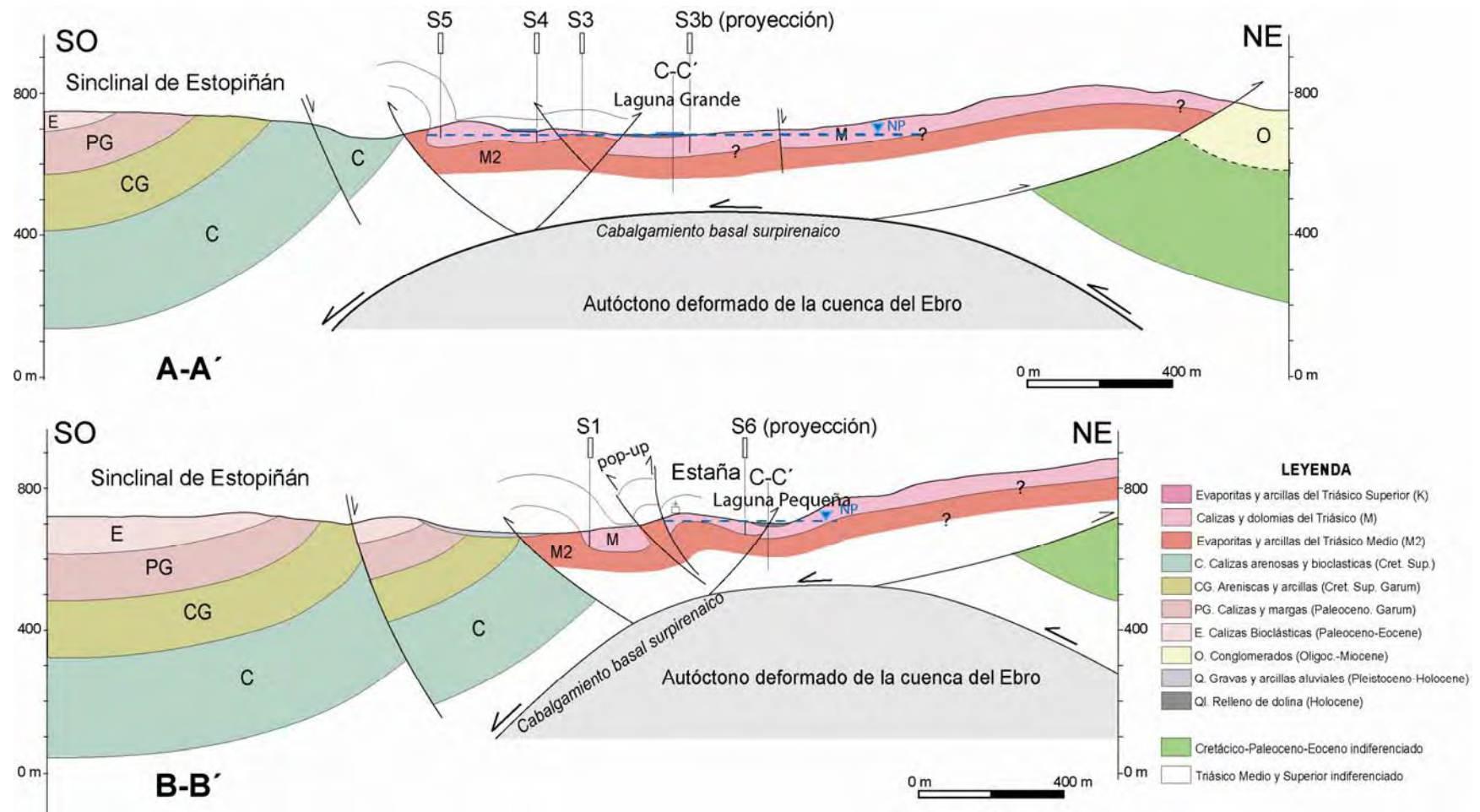


Figura 3.13. Cortes hidrogeológicos realizados en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de los cortes geológicos y la información piezométrica obtenida a partir de los sondeos y las lagunas (NP: Nivel piezométrico).

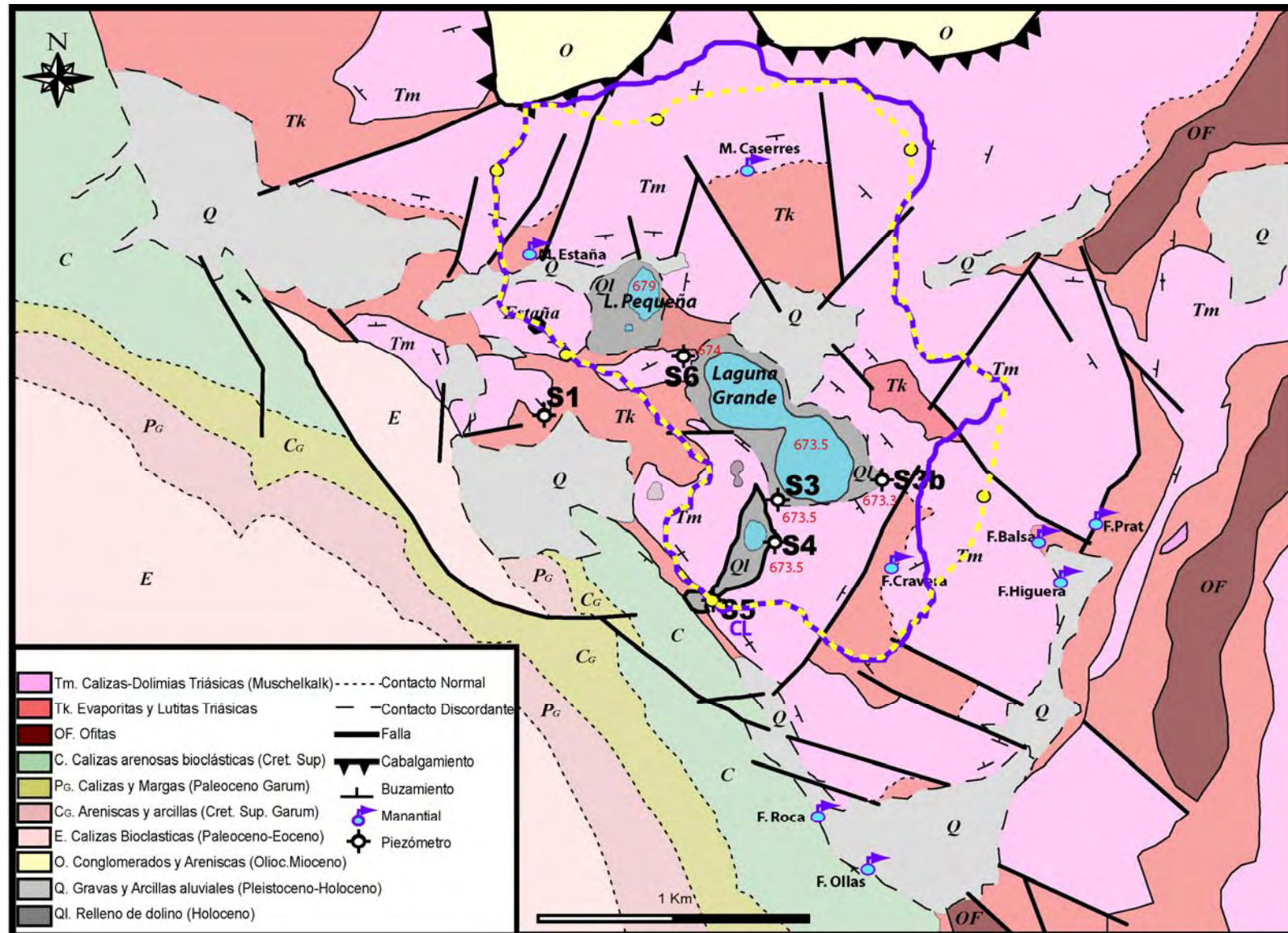


Figura 3.14. Límites tentativos de la zona saturada (amarillo) y de la cuenca superficial (azul). Los puntos amarillos representan los puntos de corte del nivel piezométrico con la zona no saturada del acuífero.

3.4 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS

Este apartado tiene por objeto sintetizar los trabajos y resultados obtenidos en los ensayos hidráulicos efectuados en los cinco piezómetros de investigación situados en los alrededores de la Laguna Grande de Estaña. Con estos ensayos se pretende obtener una estimación de los parámetros hidráulicos de la formación acuífera de la zona de Estaña (calizas y dolomías del Muschelkalk), concretamente de la transmisividad y la conductividad hidráulica, con objeto de ayudar a completar el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico. Los trabajos realizados consistieron en ensayos de inyección y ensayos de dilución.

Los ensayos se realizaron en los piezómetros S1, S3, S4, S3b y S6 en diciembre de 2010 mediante la inyección de un volumen de agua de unos 85 litros y control de la evolución del nivel dinámico del agua durante la inyección y posterior recuperación. El hecho de que los piezómetros construidos tuvieran como objetivo principal el reconocimiento geológico y el control piezométrico, no la captación de aguas, hicieron que éstos fueran perforados con pequeño diámetro y acabados menos exigentes que los requeridos para la explotación de las aguas subterráneas, lo que imposibilitó la introducción de la bomba de inmersión disponible. Por este motivo, los deseables bombeos de ensayo fueron sustituidos por ensayos de inyección realizados desde un depósito troncocónico de poliéster de 47 cm de diámetro superior, 42 cm de diámetro inferior y 66 cm de altura, provisto de una válvula que permitía su rápido vaciado y que a través de una manguera inyectaba el agua en el piezómetro por gravedad (Figura 3.15). Las dimensiones del equipo utilizado permitieron su traslado en un vehículo de pequeño tamaño junto con los bidones de 10 litros necesarios para el transporte del agua requerida para el ensayo (máximo 90 litros). El control de niveles en los piezómetros se realizó mediante “*diver*” autónomo programado para la toma de datos cada segundo, que guardaba los datos en un disco duro interno.



Figura 3.15. Detalle del equipo utilizado para la realización de los ensayos de inyección en los piezómetros S1, S3, S3b, S4 y S6.

El caudal de inyección disminuye de manera notoria a medida que la cuba se vacía y requiere ser conocido con precisión para interpretar el ascenso y posterior abatimiento del nivel de agua como si se tratase de un ensayo de bombeo. Para obtener de manera rigurosa esta información se optó por introducir un “*diver*” en el interior de la cuba programado para la toma de datos cada segundo. Se obtuvo así la altura de la lámina de agua en la cuba en función del tiempo, la curva del volumen vaciado y, por derivación de la misma, el caudal de descarga en cada instante. Ello permitió discretizar la curva de caudales-tiempo en varios intervalos de caudal constante para realizar la simulación de la inyección como sí se tratase de un bombeo (negativo) escalonado. En los gráficos siguientes se muestran las curvas de volumen vaciado y caudal de descarga obtenida con este proceso para cada uno de los ensayos, así como el régimen de caudales escalonados al que se asimiló la inyección realizada (Figura 3.16).

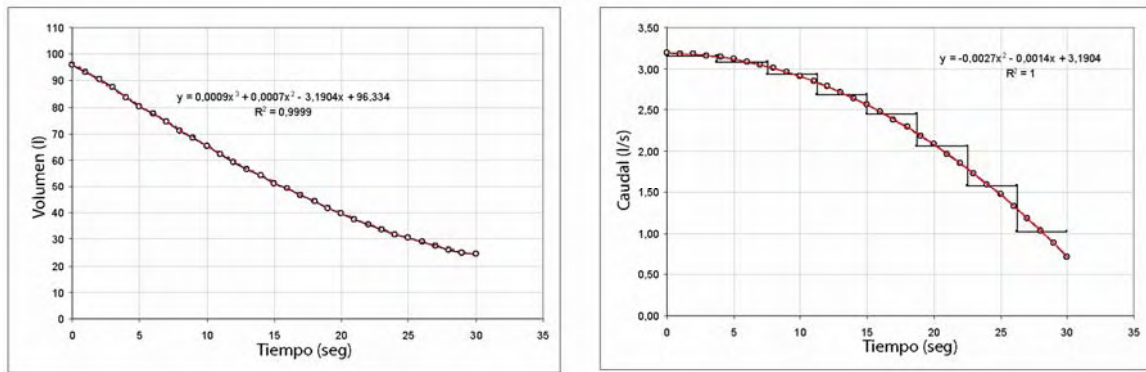


Figura 3.16. Ejemplo de curvas correspondientes a S1 a) Curva de volumen vaciado en función del tiempo, b) Curva de caudal de descarga y régimen de caudales escalonados asimilados.

En primer lugar se interpretó el ascenso del nivel dinámico inducido por el vertido “casi” instantáneo en los piezómetros. El vertido tuvo una duración de 26 sg en S3, 29 sg en S3b y de 30 sg en S1, S4 y S6. La interpretación de la evolución de los niveles de agua registrados se realizó de acuerdo con los modelos analíticos usados en hidráulica de pozos.

No obstante, las peculiaridades de estos ensayos hicieron imposible el empleo del software convencional disponible por su excesiva rigidez, por lo que se aplicó el programa MABE (acrónimo de Modelo Analítico de Bombeos de Ensayo) desarrollado por A. Azcón (2005). Este programa consiste en la implementación mediante una hoja de cálculo Excel de la solución de Theis y de Hantush, de forma que mediante el principio de superposición permite poder simular ensayos de bombeo a caudal variable y tener en cuenta la presencia de barreras hidrogeológicas. Además, incluye un algoritmo que contempla el almacenamiento en pozo así como el almacenamiento asociado a grandes redes kársticas, mediante la introducción del concepto de “Radio de Almacenamiento en Pozo” (RAP), especialmente útil en casos como el que nos ocupa, en los que el almacenamiento en pozo supone un volumen significativo en relación con el volumen inyectado (Azcón, 2010). El RAP constituye un parámetro de ajuste del modelo. El programa permite simular los descensos teóricos y las recuperaciones correspondientes a los parámetros físicos e hidrogeológicos introducidos, lo que permite calibrar la interpretación realizada y, si procede, mejorarla mediante tanteos iterativos (Azcón, 2010).

A continuación se realizó la interpretación del descenso de niveles tras el cese de la inyección. En este caso MABE trabaja sobre una representación gráfica de la recuperación función del tiempo adimensional, tiempo de bombeo (t_b) (la inyección se

toma como bombeo de caudal negativo) más tiempo de recuperación (t_r) dividido por el tiempo de recuperación (t_r), $(t_b + t_r) / t_r$. Ello no implica que se esté utilizando el Método de Recuperación de Theis, basado en la aproximación logarítmica de Jacob, que utiliza idéntico modo de representación.

En la Figura 3.17 y Tabla 3.3 se presentan las características de los ensayos realizados así como los resultados obtenidos para cada piezómetro. La simulación de la curva de campo se ha realizado con la solución de Theis. La calibración obtenida en general es aceptable, aunque no excelente -excepto en S1- (Figura 3.18), mejor en recuperación que en inyección, caracterizada por anómalas oscilaciones de la presión registradas por el “*diver*” durante los primeros instantes de la inyección. A pesar de ello, los valores de transmisividad obtenidos en inyección son muy similares a los obtenidos durante la calibración de la recuperación. Los valores obtenidos para los sondeos S3, S3b y S4, están comprendidos entre los 370 y 520 m²/día, mientras que en el sondeo S6, inmediatamente aguas arriba de la Laguna Grande, la transmisividad es superior (1450-1600 m²/día). Con respecto al sondeo S1, alejado unos 620 m al oeste de la Laguna Grande, la transmisividad obtenida es inferior en más de dos ordenes de magnitud a la registrada en los sondeos anteriores (Tabla 3.3), lo que parece poner de manifiesto un contexto hidrogeológico sensiblemente diferente. Conviene destacar que el RAP requerido para la calibración es similar al radio nominal de la perforación, indicativo de que en ningún caso se ha detectado almacenamiento kárstico en los sondeos. Otro hecho a destacar es que la recuperación de niveles hacia el nivel estático inicial se inició en algunos casos antes del cese de la inyección, circunstancia atribuible a que el caudal final de inyección era sensiblemente inferior al caudal inicial, y que debe ser considerada como absolutamente normal, puesto que fue correctamente reproducida durante la simulación.

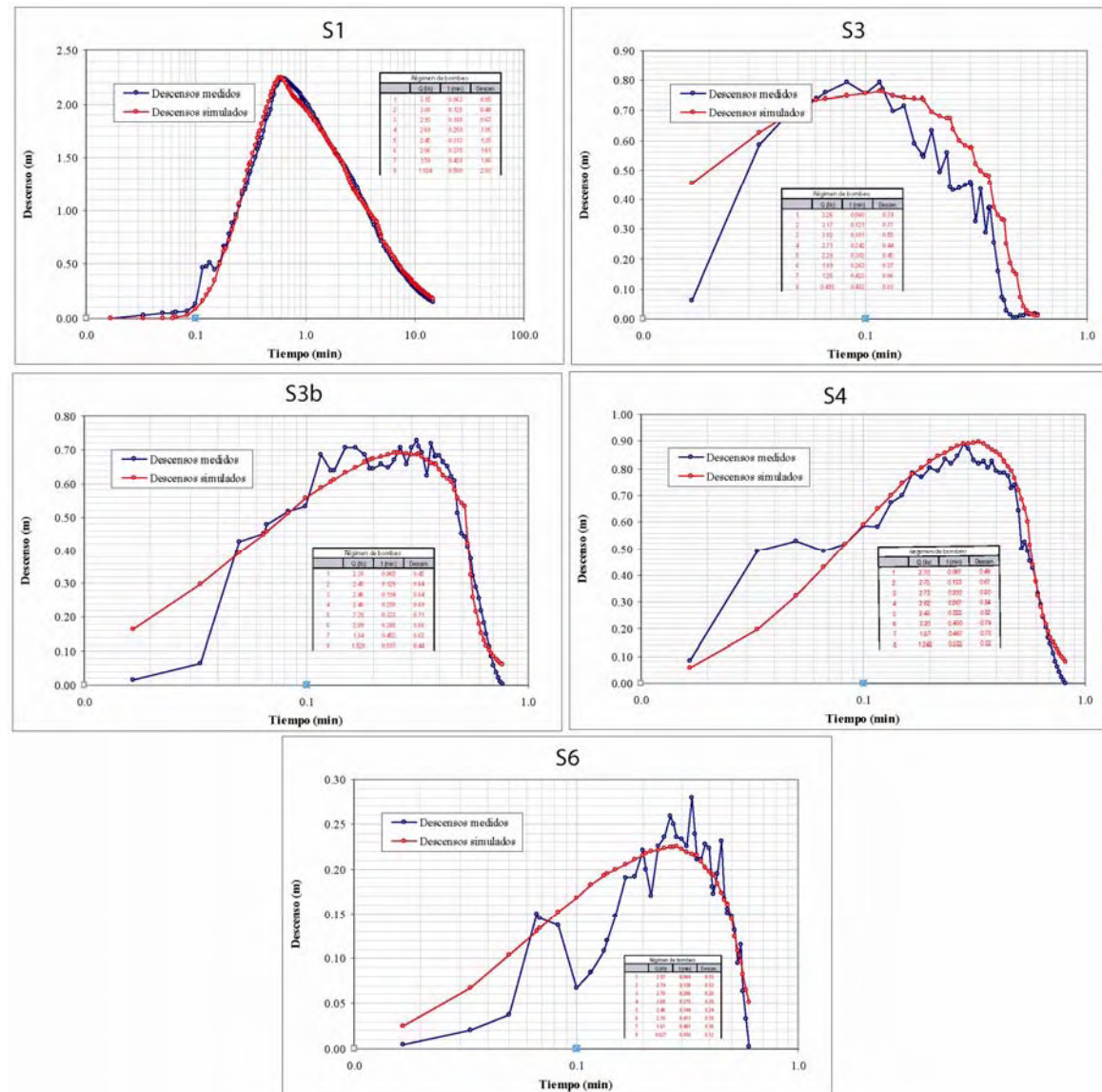


Figura 3.17. Régimen de inyección, curva experimental (azul) y curva simulada mediante la solución de Theis (rojo) para cada uno de los piezómetros.

Tabla 3.3. Duración de la inyección y transmisividad obtenida.

Sondeo	Tiempo inyección (sg)	T (m ² /dia)	
		Inyección	Recuperación
Estaña S-1	30	3.02	1.82
Estaña S-3b	29	450	440
Estaña S-3	26	500	520
Estaña S-4	30	390	370
Estaña S-6	30	1450	1600

Con objeto de contrastar los resultados anteriores, también se procedió a la interpretación de la recuperación de la inyección como si se tratase de un “Slug Test”. En los ensayos realizados, el requisito de instantaneidad de la perturbación inicial no se da en ningún caso, lo que aparentemente invalidaría el uso de esta metodología. No obstante, Mace R.E. (1999) utilizó esta técnica para la interpretación de la recuperación de bombeos relativamente largos realizados en pozos abiertos de gran diámetro, ya que demostró que a efectos prácticos se puede considerar como extracción (o introducción) instantánea aquella cuya duración es inferior a la obtenida por la expresión:

$$tp = \frac{4R_A^2}{T}$$

Donde tp es la duración de la inyección, R_A es el Radio Efectivo de la rejilla, y T la transmisividad. El valor de R_A se obtiene de la expresión conocida como *Corrección de Bouwer*:

$$R_A = ((1 - \eta)r_c^2 + \eta R_w^2)^{0.5}$$

Donde r_c es el radio real de la rejilla, R_w , el radio de la perforación y μ la porosidad del empaque de gravas. En el caso de sondeos no diseñados para la captación de aguas, como en este caso, es frecuente que no exista macizo de gravas y el espacio anular este vacío, en cuyo caso μ es 1 y R_A coincide con R_w , el radio de la perforación.

La interpretación se ha realizado por cuatro métodos diferentes; Bouwer & Rice (1976), Hvorslev (1951), Lefranc (1936) y Cooper & Bredehoeft & Papadopoulos (1967). Los tres primeros derivan de la expresión de Thiem aplicada a las condiciones de contorno propias de un “Slug Test”, de ahí que la conductividad hidráulica (K) en todos ellos se obtenga de la misma expresión general:

$$K = 2,3\pi.R_A^2 \text{Log} \frac{\left(\frac{H_0}{H_t}\right)}{(tF)}$$

Donde H_0 es la elevación del nivel dinámico sobre el nivel de equilibrio en el momento inicial, H_t la elevación remanente en el tiempo t , y F el denominado Factor de Forma, un parámetro determinado de manera diferente por cada método que depende de la geometría del pozo y su posición relativa en relación al espesor saturado del acuífero. De hecho, la determinación del Factor de Forma (F) es la única diferencia sustancial entre los métodos de Bouwer & Rice (1976), Hvorslev (1951) y Lefranc (1936), siendo la metodología empleada por esta última la más simple y la de Bouwer & Rice, la más compleja.

La interpretación requiere representar en escala semilogarítmica el ascenso residual relativo (H_t/H_0) en función del tiempo -que en condiciones ideales será una recta- y determinar su pendiente, $m \left(\frac{\text{Log}(\frac{H_t}{H_0})}{t} \right)$ para ser introducido en la expresión anterior que quedaría simplificada en:

$$K = \frac{7,23m.R_A^2}{F}$$

No obstante, el método de Hvorslev introduce la pendiente de la recta de manera indirecta, mediante el parámetro t_{37} , que es el tiempo requerido para que el ascenso residual (H_t) sea el 37% del inicial (H_0), dando lugar a una expresión aparentemente diferente. Es fácil demostrar que la pendiente (m) es igual a $(2,3 \cdot t_{37})^{-1}$.

En la práctica, en acuíferos libres (como en este caso) es habitual que la representación $\text{Log} \frac{H_t}{H_0}$ vs t sea asimilable a dos o más líneas rectas, por lo que es de gran importancia elegir el tramo recto que se considera representativo del acuífero. Esto es debido a que la primera recta, la de más pendiente, suele corresponder a la saturación (o desaturación) del espacio anular, esté o no engravillado, lo que origina lo que en la literatura especializada es conocido como “*double stright-line effect*”, que debe ser desechado para una correcta interpretación.

El otro método utilizado, el de Cooper & Bredehoeft & Papadopoulos (1967), es conceptualmente diferente. Mientras que los anteriores presuponen régimen estacionario y son compatibles con diversas geometrías de pozos y acuíferos, este considera régimen transitorio, acuíferos confinados y pozos totalmente penetrantes. Se trata de un método de superposición en el que se requiere una representación de

$\text{Log } \frac{H_t}{H_0}$ vs $\text{Log } (t)$, por lo que este caso es el eje de abscisas -no el de ordenadas- el

que se representa a escala logarítmica. La gráfica obtenida se debe superponer a un conjunto de curvas patrón (Figura 3.17) que representan (H_t/H_0) en función del tiempo

adimensional expresado como β ($\beta = \frac{Tt}{R_A^2}$), y mediante desplazamiento horizontal,

manteniendo en común el eje de abscisas, buscar la coincidencia de la curva experimental con la curva patrón que mejor case; a continuación se lee el valor de β y t en ambos ejes de abscisas de un punto común y los valores leídos se introducen en

la expresión ($\beta = \frac{Tt}{R_A^2}$), de donde se deduce que la transmisividad obtenida (T) es:

$$T = R_A^2 \frac{\beta}{t}$$

El valor de la relación (β/t) coincide con el desplazamiento horizontal requerido para el solape de la curva experimental y la curva patrón.

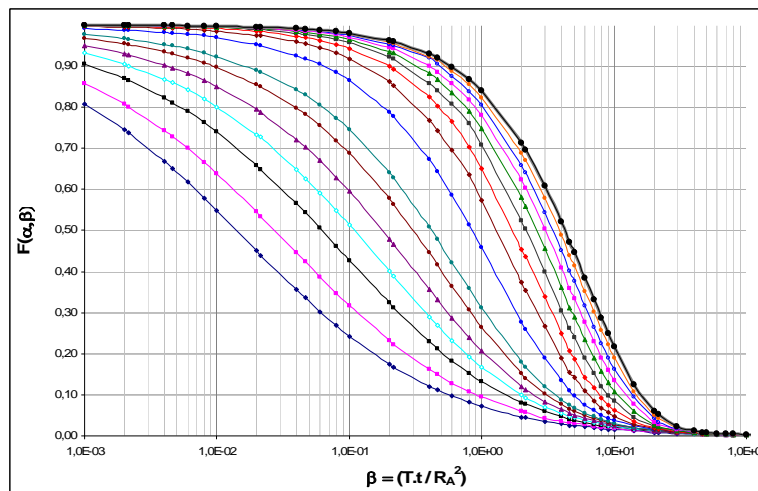


Figura 3.18. Curvas tipo para "Slug Test" Cooper et al. (1967)

El uso simultáneo del método de Cooper et al. (1967), por un lado, y el de los basados en la expresión de Thiem, por otro, concebidos para modelos conceptuales diferentes puede resultar llamativo. Sin embargo, las condiciones para el uso de uno u otro método no deben considerarse necesariamente excluyentes ya que basta que se cumplan algunos requisitos para que los resultados obtenidos sean aceptables. En este caso concreto, el hecho de que la entubación esté ranurada en todo el espesor saturado y que el ascenso producido sea muy pequeño en relación con el espesor del acuífero avala el uso de todos los métodos citados.

No obstante, en este caso concreto se da otra circunstancia que sí puede infravalorar la fiabilidad de los resultados obtenidos; El tiempo máximo de duración de la inyección fijado por la expresión $t_p = \frac{4R_A^2}{T}$ sólo se cumple en el caso del sondeo S-1.

A pesar de esta contraindicación para el uso de estos métodos, se ha optado por mostrar el trabajo realizado y la metodología seguida, teniendo en cuenta que los valores de la transmisividad están sobreestimados.

En cuanto a los resultados obtenidos, en la Figura 3.19 se muestran los ajustes considerados en la interpretación por los métodos basados en la expresión de Thiem (gráficos de la primera columna) y por el método de Cooper et al. (1967) (Gráficos de la segunda columna), mientras que en la Tabla 3.4 se presentan los valores de transmisividad obtenidos según el método aplicado.

Tabla 3.4 Interpretación tipo Slug Test. Transmisividad obtenida.

Sondeo	T (m ² /día)			
	Cooper et al.	Bouwer & Rice	Hvorsle	Lefranc
Estaña S-1	2,32	2,03	2,90	2,59
Estaña S-3b	486	743	1007	908
Estaña S-3	843	438	705	585
Estaña S-4	446	568	813	724
Estaña S-6	1516	1277	1828	1626

La deficiencia arriba apuntada hace que sólo el gráfico del sondeo S-1 presente la apariencia esperada. En los restantes casos los gráficos presentan una inusual concavidad hacia abajo en donde resulta problemático identificar la teórica recta representativa, por lo que se ha optado por considerar la recta tangente al final de la misma, en concordancia con la opinión generalizada que asigna mas representatividad a la información obtenida a partir de los datos finales del ensayo. Se debe destacar que en el sondeo S-6 la recuperación de niveles se inició bastante antes de que la inyección terminase, de manera que cuando esta finalizó sólo se pudo disponer de 5 sg de toma de medidas, por lo que la recta adoptada es la obtenida por regresión de los cinco puntos disponibles.

Para el ajuste mediante el método de Cooper et al. (1967), se asimilaron los datos experimentales a la recta considerada como representativa en el método anterior. En los gráficos de la segunda columna se muestran en negro los datos asimilados a los experimentales; en rojo la curva tipo elegida, y en gris, superpuesta a la anterior, el ajuste conseguido una vez desplazada horizontalmente la primera. No

obstante teniendo en cuenta las premisas anteriores, los resultados obtenidos mediante interpretación tipo “Slug Test” concuerdan razonablemente, al menos de forma cualitativa, con los obtenidos previamente (Tabla 3.4.) a priori mucho más fiables.

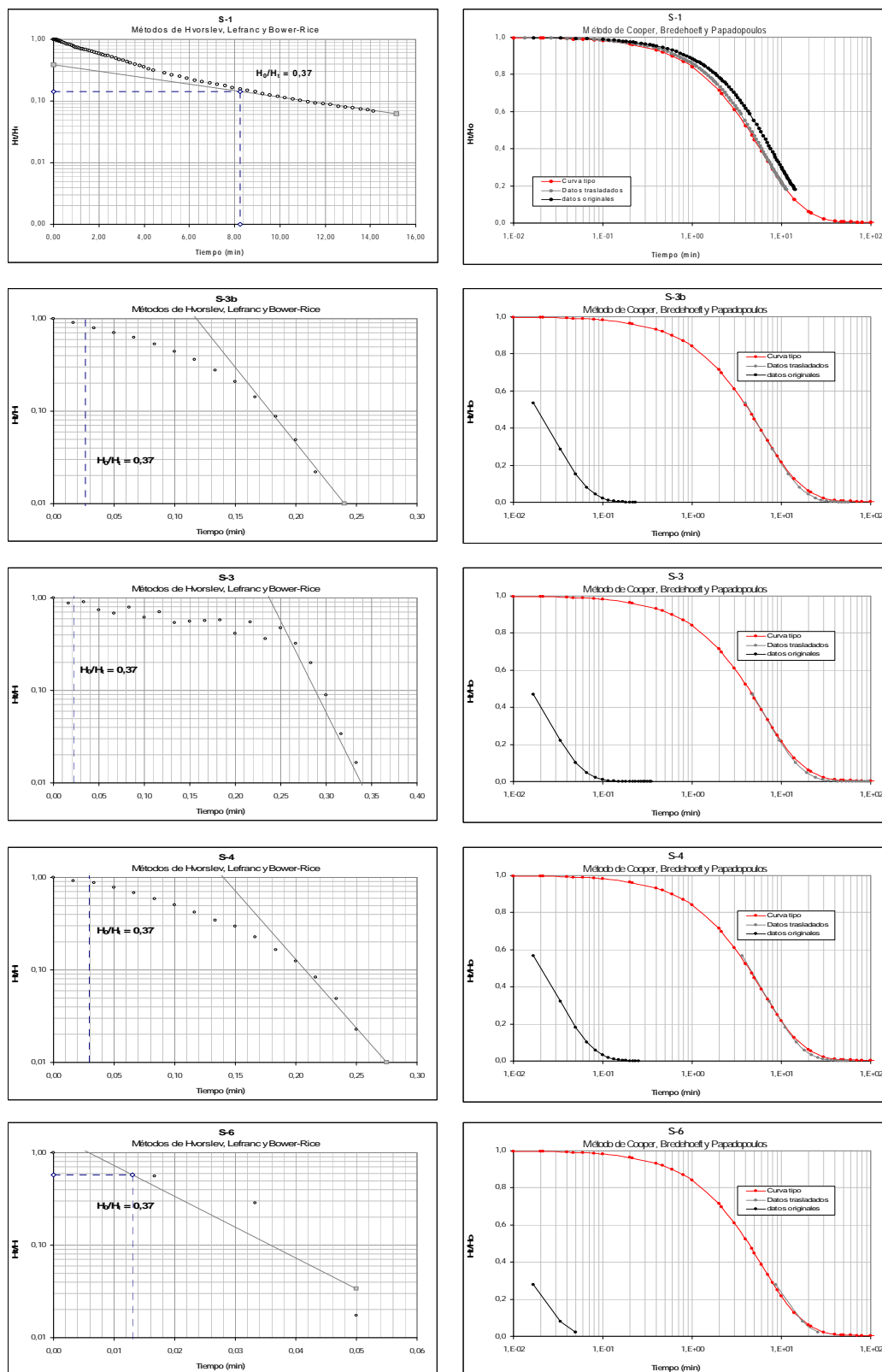


Figura 3.19. Interpretación “Slug Test”.

3.5 DISCUSIÓN

La interpretación conjunta de la cartografía geológica de detalle, campañas geofísicas (ERT y MRS) e información suministrada por los sondeos (columna litológica y testificación geofísica) ha permitido obtener una interpretación geométrica y estructural coherente con todos los datos obtenidos así como con el contexto geológico regional en el que se encuentran las Lagunas de Estaña. En dicha interpretación se ha tenido en cuenta la geometría más sencilla, considerando como nivel principal de despegue los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio en facies Muschelkalk (M2) y no el Keuper, además de un modelo estructural en el que la tectónica salina desempeña un papel importante. Según dicha interpretación, los materiales carbonatados del Muschelkalk presentan una continuidad lateral en forma de sinclinal, sólo retocada por fallas menores, a lo largo de una dirección N135 (dirección de las principales estructuras de la zona) coincidiendo con la localización de las Lagunas de Estaña.

Por otro lado, las campañas geofísicas y los niveles registrados en los piezómetros parecen poner de manifiesto la existencia de un acuífero local en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña, no existiendo una conexión hidrogeológica con el Sinclinal de Estopiñán, como lo demuestran los datos obtenidos en MRS (E11 y E1). La información obtenida de la perforación del piezómetro S5 es consistente con estos resultados. Este acuífero local correspondería principalmente a los materiales carbonatados del Triásico medio (Muschelkalk), los cuales se caracterizan por presentar una porosidad secundaria debida a fracturación y karstificación, como se observa en los testigos de perforación recuperados. No se detectan grandes cavidades, aunque no se puede descartar que existan cavidades más pequeñas, como evidencia el alto grado de karstificación observado en superficie y a partir de los testigos de perforación recuperados en los piezómetros. Los valores de transmisividad obtenidos oscilan entre los 370 y 1600 m²/día y pueden considerarse como razonablemente representativos y relativamente homogéneos en este sector. Las arcillas y yesos del Triásico actuarían como una barrera hidrogeológica, aunque dada la presencia de agua en todos los RMS realizados no se descarta que puedan constituir un acuitardo.

Los niveles medidos en todos los piezómetros (salvo en S5) y la piezometría resultante parece indicar la existencia de dos posibles líneas de flujo subterráneo, una desde el NO (S6 y Laguna Pequeña) hacia la Laguna Grande de Estaña y desde esta

hacia el SE (S3b), y la otra, desde el SO (S4) hacia la misma Laguna, aunque en periodos concretos esta tendencia se puede invertir sugiriendo un flujo desde la Laguna Grande hacia S4 (Figura 3.20). El nivel piezométrico en S1 revela la existencia de una divisoria de aguas subterráneas entre esta zona y el acuífero local en contacto con las lagunas, identificando los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio-superior (M2 y/o Keuper) como una barrera hidrogeológica local.

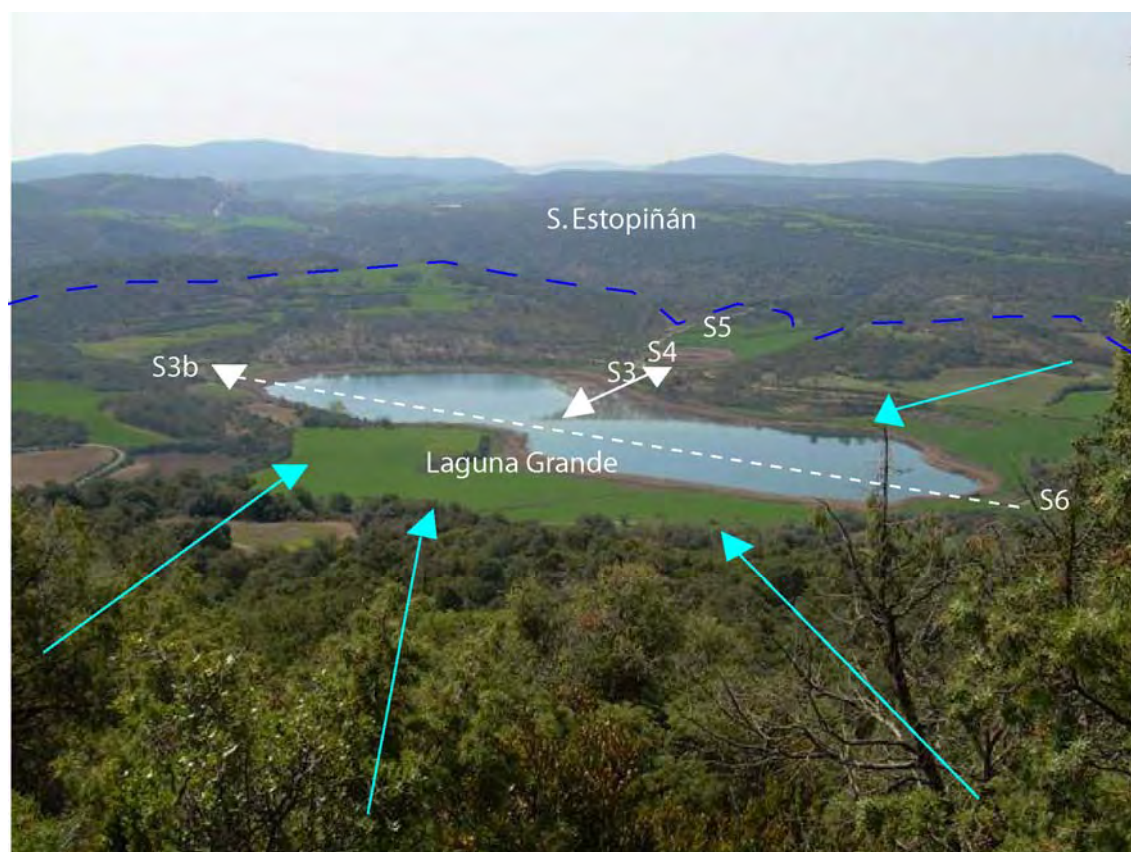


Figura 3.20. Esquema de flujo subterráneo en las proximidades de la Laguna Grande. La línea azul discontinua simboliza de forma aproximada la divisoria de aguas subterráneas. Las flechas azul claro simbolizan la posible escorrentía superficial y las flechas blancas las líneas de flujo subterráneo (La flecha de doble sentido en el entorno de S3 simboliza el posible cambio de tendencia en el sentido del flujo subterráneo).

Los datos geofísicos indican el mismo patrón, con la existencia de un acuífero superficial local en los materiales carbonatados del Triásico medio (Muschelkalk) que alimenta a las Lagunas de Estaña, coherente con la existencia de manantiales permanentes situados en el contacto entre estos materiales y las facies M2 y/o Keuper. La comparación entre la columna litológica de los piezómetros, el nivel acuífero interpretado y los niveles de agua en piezómetros y lagunas, sugiere que la recarga de la Laguna Grande se llevaría a cabo a través de las rocas carbonatadas fracturadas del Triásico medio (Muschelkalk) ubicadas al noroeste, cerca del

piezómetro S6. La Laguna Pequeña tendría una recarga a partir de los carbonatos que la rodean (Sierra de Pilzán).

La integración de todos los resultados obtenidos permite concluir que el acuífero es local y se limita a los alrededores de las lagunas. Con respecto a la geometría del acuífero, los niveles saturados se localizan a poca profundidad cerca de las lagunas aumentando su profundidad al alejarse de ellas, de acuerdo con la información proporcionada por los datos geofísicos así como la testificación de los piezómetros S3 y S4. Se observa un flujo subterráneo principal NO-SE, con entrada de agua en la zona NO y un posible descarga subterránea hacia el SE. Entre ambas lagunas parece no existir conexión hidráulica (al menos en superficie) aunque no se descarta una cierta conexión subsuperficial a través de los materiales de baja transmisividad correspondientes a las arcillas y yesos del Triásico medio y superior (acuitardo). Un esquema síntesis de todo lo comentado hasta el momento puede observarse en los cortes hidrogeológicos y cartografía presentados en las Figuras 3.12 y 3.13

CAPÍTULO 4

EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS

EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS

El conocimiento detallado de las características climatológicas en un estudio hidrogeológico es fundamental porque permite conocer los parámetros que determinan la entrada de agua en el acuífero (Custodio y Llamas, 1983; García Vera, M., 1996). Para estimar tanto la entrada directa a las lagunas como la recarga del acuífero es necesario conocer los valores de precipitación y temperatura, preferiblemente a nivel diario. Dicha información junto con otras variables climáticas como son la humedad relativa, el número de horas de insolación y la velocidad del viento, permiten el cálculo de la evaporación en lámina libre por un lado, y el de la evapotranspiración, por otro, que junto con los parámetros del suelo (permeabilidad, punto de marchitez, capacidad de campo, porosidad total y espesor) complementan el cálculo de la recarga. Pese a que la cuantificación de la entrada de agua al sistema hidrogeológico plantea grandes incertidumbres, un buen conocimiento de las variables climatológicas así como de las propiedades de los materiales aflorantes y del suelo, permite evaluar de manera más aproximada un rango de valores entre los que ésta puede variar. A partir del estudio climatológico, una vez estimados los valores de recarga y pérdida por evaporación y/o evapotranspiración se podrán plantear balances hídricos tanto en las lagunas como en la cuenca vertiente subterránea.

En este capítulo se presentan las principales variables climatológicas de la zona de Estaña (precipitación, temperatura, humedad relativa y viento) a partir de la información obtenida de la estación meteorológica instalada en las proximidades de la Laguna Grande, así como a partir de los datos de tres estaciones meteorológicas de la Agencia Estatal de Meteorología próximas a las Lagunas de Estaña (Benabarre, Purroy de la Solana y Camporrells). El número de horas de insolación para el cálculo de la evaporación diaria en lámina libre se han obtenido de la estación meteorológica de Barbastro perteneciente a la Diputación General de Aragón (DGA). Considerando los datos climatológicos se ha estimado la recarga al acuífero de Estaña para el periodo 1988-2010 mediante la realización de un balance de agua en el suelo. Los resultados obtenidos por este método se han contrastado con la recarga estimada a partir de un balance de cloruros en estado estacionario. Por otro lado, se ha planteado

un balance hídrico a nivel diario en ambas lagunas para el periodo del que se dispone de datos, entre el 8 de mayo de 2009 y el 9 de junio de 2011, que ha permitido estimar las entradas y salidas subterráneas en ambas lagunas. Para contrastar los resultados obtenidos a partir del balance volumétrico en la Laguna Grande se ha aplicado además un balance de cloruros, así como un balance de masas isotópico.

4.1. CLIMATOLOGÍA

El área de estudio se caracteriza por un clima de tipo mediterráneo continental (López-Vicente 2007, Morellón 2008, Castro-Diez 1996). Se localiza en una zona de transición climática gradual, entre la zona pirenaica de elevación media y la Depresión del Ebro. La primera de ellas con abundantes precipitaciones distribuidas durante todo el año y oscilaciones térmicas suaves, mientras que la Depresión del Ebro cuenta con escasas precipitaciones distribuidas de modo irregular a lo largo del año (León-Llamazares, 1991). En la Depresión del Ebro se observan fuertes oscilaciones térmicas entre los meses de invierno, en los que es frecuente la presencia de bancos de niebla persistente, y los meses de verano, en los que puede haber una ausencia casi total de precipitaciones (López-Vicente, 2007). Entre los dos extremos climáticos (Ebro-Pirineo) aparece una variada gama de situaciones, cuyos patrones térmicos y pluviométricos están condicionados, fundamentalmente, por las características del relieve y por su relación con la circulación general atmosférica (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2006; Saz Sánchez et al., 2007).

La disposición del relieve subraya la condición de clima mediterráneo continental, al impedir que hasta esta zona llegue la influencia suavizadora que sobre las temperaturas ejercen las masas oceánicas. Las sucesivas barreras montañosas del Pirineo Central en los alrededores de la zona de estudio retienen la humedad de los flujos mediterráneos y en menor medida cantábricos (López-Vicente, 2007). A pesar de la diversidad del régimen de temperaturas y precipitaciones, el tipo de clima del área de estudio es el que predomina en la Península Ibérica (Castro-Diez, 1996). Además, en situaciones de estabilidad atmosférica, el aire queda estancado sobre el territorio, favoreciendo su caldeoamiento en verano y su enfriamiento en invierno, incidiendo sobre el contraste térmico que se da entre ambas estaciones. A su vez, los Pirineos y Cordillera Ibérica dificultan la llegada de las borrascas atlánticas desde el oeste y mediterráneas desde el este, ambas portadoras de lluvia, acentuando su aridez (Saz Sánchez et al. 2007).

El clima en esta zona se caracteriza por la presencia de temperaturas extremas debido a que no existe influencia del mar, mientras que las precipitaciones siguen un patrón bimodal con valores que están entre los 400 y 600 mm/año, con dos máximos durante el otoño y la primavera, separados por dos mínimos acusados en invierno y verano, estaciones que debido a la presencia casi constante de situaciones anticiclónicas ven reducidos de forma notable sus volúmenes de precipitación (Saz Sánchez et al. 2007). No obstante, las tormentas convectivas son frecuentes durante el verano con elevados valores de intensidad máxima (Sánchez et al., 2003). Así, la zona de Estaña, por su situación latitudinal, quedaría incluida dentro del denominado clima mediterráneo continentalizado, con un claro ritmo térmico anual, con veranos cálidos e inviernos fríos, y con fuertes fluctuaciones interanuales en las precipitaciones mensuales y anuales, lo que incrementa aún más la severidad del clima, siendo la configuración topográfica el elemento que condiciona las variaciones más importantes en los caracteres climáticos. Esta elevada variación interanual de las precipitaciones se atribuye a cambios en la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Vicente-Serrano 2004 y López-Moreno, 2006). Además, durante la segunda mitad del siglo XX se ha observado en Aragón una reducción de las precipitaciones en otoño e invierno, así como un incremento durante el verano y ningún cambio durante los meses de primavera (Cuadrat et al., 2007; González-Hidalgo et al., 2001).

La vegetación que se da en este clima está adaptada a soportar temperaturas extremas y sequías prolongadas en verano. Las especies arbóreas más características de las zonas donde se da el clima mediterráneo continentalizado son la encina, el pino, el quejigo y la sabina (Himnane, 2004; López-Vicente, 2007). Las bajas temperaturas durante el invierno, propias de las regiones mediterráneas de carácter continental, imponen un freno a la actividad de las plantas, quedando fragmentado en dos períodos, primavera y otoño, el tiempo favorable para su desarrollo vegetativo. Es importante hacer hincapié en que el clima es determinante en el tipo de vegetación que domina en la zona que a su vez condicionará la recarga que se produzca en el acuífero.

4.1.1 ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE ESTAÑA

Dada la necesidad de conocer las variables climatológicas en la cuenca de Estaña con la mayor fiabilidad posible, en verano de 2007 se instaló una estación meteorológica automática en las proximidades de la Laguna Grande. La estación meteorológica de Estaña (32125P001 del IGME) se sitúa al SSE de la Laguna Grande

(UTMX: 792369, UTM Y: 4658910, cota: 674 msnm) a unos 25 metros de la misma (Figura 4.1)

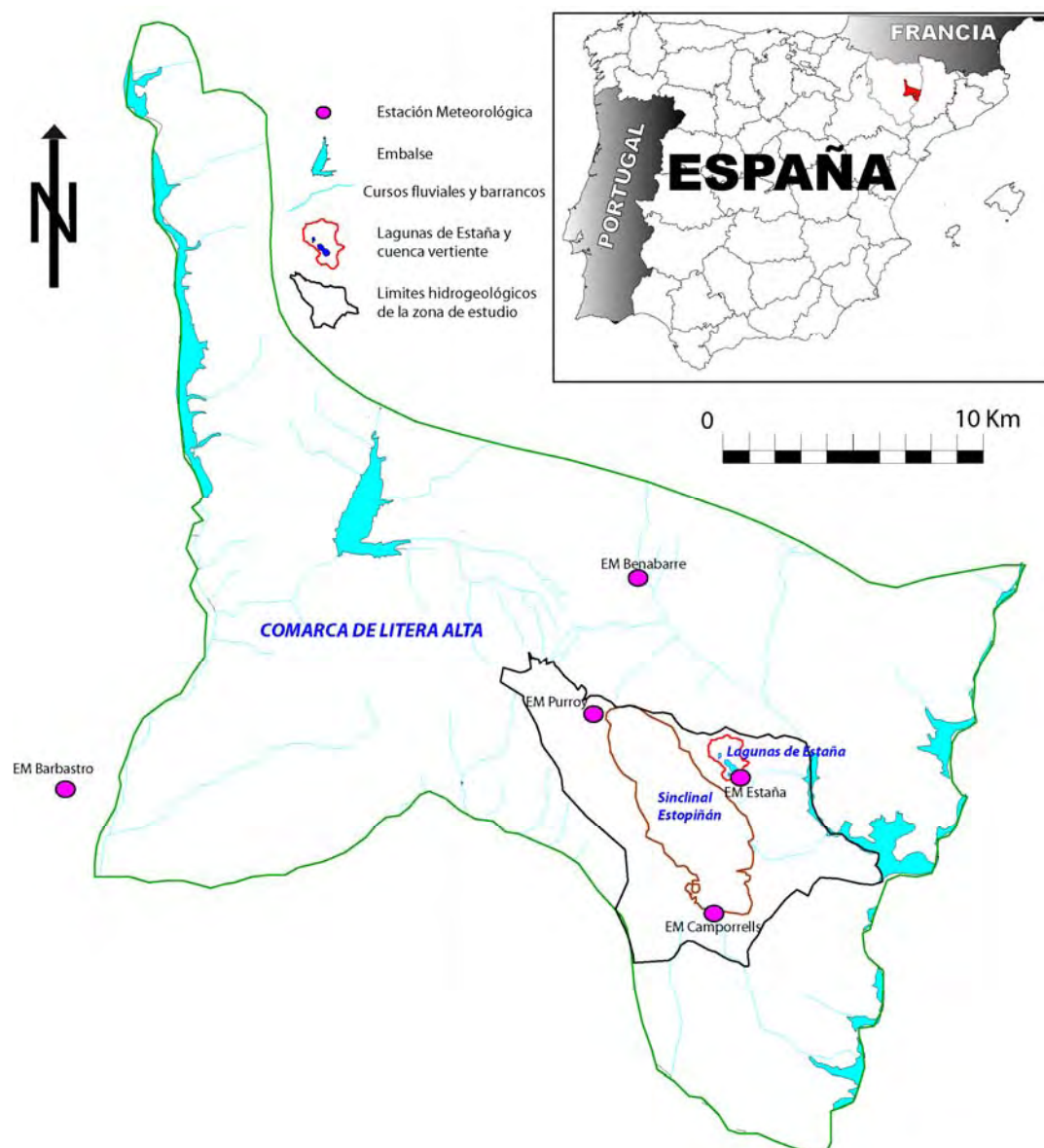


Figura 4.1. Situación de las estaciones meteorológicas utilizadas a escala regional. Se indican los límites hidrogeológicos de la zona de estudio a nivel regional (masa de agua subterránea de la Llitera Alta; CHE) y de la cuenca vertiente a las Lagunas de Estaña.

El objetivo principal de esta estación es disponer de datos de precisión de las variables climatológicas para la estimación de las componentes del balance hidrometeorológico en la cuenca vertiente e hídrico en las lagunas, prestando especial atención a la evaporación en lámina libre. Las variables que se registran a nivel horario son (Figura 4.2):

- 1) precipitación (mm) mediante un dispositivo tipo Parsivel que se sustituyó posteriormente por un pluviómetro de cazoleta a 1,5 metros de altura

- 2) temperatura (°C)
- 3) humedad relativa del aire (%)
- 4) velocidad del viento a 2 metros sobre el suelo (m/s)
- 5) dirección del viento (°)
- 6) evaporación (mm) mediante un tanque de tipo A estándar

Pese a que las variables se registran a nivel horario se ha trabajado fundamentalmente con datos diarios utilizando el resto de valores para identificar posibles errores en las medidas. Dicha información queda registrada en un datalogger (Figura 4.2 g y h) del que se descargan los datos periódicamente a un PC mediante un puerto de infrarrojos.

La estación se sustentó en principio por una placa solar de 10 voltios y dos baterías de 12 voltios (Figura 4.2 a y g). Después de varios meses en funcionamiento se observó que la placa solar y las baterías no eran suficientes para alimentar la estación en los meses de otoño e invierno. De esta manera el sistema dejaba de funcionar periódicamente, reiniciándose aleatoriamente de forma que los datos registrados en el datalogger no correspondían a los reales, sin existir restitución posible y teniéndose que despreciar los datos registrados hasta ese momento. Se sustituyó la placa solar por una de mayor potencia (30 voltios) y el Parsivel por un pluviómetro de cazoleta con una resolución de 0.1 mm (Figura 4.2 i), poniéndose en funcionamiento de nuevo el 22 de diciembre de 2008, momento en el cual el tanque evaporímetro estaba congelado aunque se comenzó a medir correctamente el resto de parámetros. Se esperó hasta que el tanque de evaporación se descongelase para su recalibración, pero el sensor piezorresistivo no funcionó correctamente en ningún momento, no pudiéndose analizar los datos registrados hasta ese momento. Por todo ello se decidió comenzar a medir manualmente el nivel del tanque en marzo de 2009, cada 15 días en primavera y otoño y semanalmente en verano (en invierno existen problemas de congelación).

Por otro lado, a partir del 6 de junio de 2009 se dejó de tener datos de precipitación debido a que un pájaro anidó en su interior deteriorando el sensor. Una vez identificado el problema se procedió a su reparación quedando colocado el pluviómetro a 1,5 m del suelo para su correcta limpieza y control.



Figura 4.2. Instrumentación en la estación meteorológica de Estaña, a) Parsivel y placa solar de 10 voltios b) Sensor de temperatura y humedad relativa, c) Dirección y velocidad del viento, d) Tanque evaporímetro tipo A, e) Tanque evaporímetro tipo A congelado, f) Sensor piezorresistivo , g) Datalogger, baterías y cableado, h) Detalle del datalogger y puerto de infrarrojos, i) Pluviómetro de cazoleta y placa solar de 30 voltios.

La serie de datos útiles proporcionados por la estación meteorológica de Estaña son los siguientes: precipitación, desde el 22 de diciembre de 2008 hasta el 6 de junio de 2009 y desde el 1 de diciembre de 2010 hasta mayo de 2013; temperatura, humedad relativa, dirección y velocidad del viento, desde el 22 de diciembre de 2008 hasta mayo de 2013, aunque existen periodos cortos intermedios (de varios días a varias semanas) en los que no se han registrado datos probablemente por falta de electricidad. Los únicos datos de nivel de agua en el tanque que se han dado por validos corresponden al periodo de medidas manuales, comprendidos entre la primavera de 2009 y el verano de 2011.

El interés de los datos proporcionados por la estación meteorológica de Estaña radica en que proporciona información de la precipitación y la temperatura para la obtención de una serie real para la cuenca de Estaña. Además, aporta datos de evaporación en el tanque de tipo A, que son de gran interés para estimar la

evaporación en lámina libre en las lagunas. Por otro lado, las variables obtenidas (temperatura, precipitación, humedad relativa y velocidad del viento) permiten dar un rango de valores de evaporación a partir de la aplicación del método de Penman.

4.1.2 VARIABLES CLIMÁTICAS

Debido a los problemas que han afectado a la puesta en funcionamiento de la estación meteorológica de Estaña, así como al corto periodo en el que se han registrado datos, ha sido necesario completar las series de precipitación y temperatura mediante los datos registrados en otras estaciones meteorológicas cercanas. Para ello, se han tenido en cuenta la estación meteorológica de Barbastro del Servicio Integral de Asesoramiento al Regante de la Diputación General de Aragón (DGA), así como las estaciones de Benabarre, Purroy de la Solana y Camporrells (Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)), situadas a unos 30, 10, 8,5 y 7,5 km de distancia respectivamente.

Las estaciones de Benabarre y Camporrells disponen de datos diarios de precipitación y temperatura desde mayo de 1987 hasta la actualidad y desde octubre de 2002 hasta septiembre de 2007 respectivamente, mientras que la estación de Purroy de la Solana cuenta únicamente con datos diarios de precipitación desde abril de 1994 hasta la actualidad (Tabla 4.1). La estación climática más próxima a la zona que dispone además de datos de humedad relativa, radiación solar, velocidad y dirección del viento es la de Barbastro (DGA). Debido a su distancia a las Lagunas de Estaña, unos 30 km al oeste, se han utilizado únicamente los valores de radiación solar, humedad relativa y velocidad y dirección del viento en los periodos en los que no se contaba con datos en la estación de Estaña para el cálculo de la evaporación diaria en lámina libre (8 de mayo de 2009 al 9 de junio de 2011).

Tabla 4.1. Localización y series de datos disponibles en las estaciones meteorológicas seleccionadas. (AEMET: Agencia Estatal de Meteorología; DGA: Diputación General de Aragón; IGME: Instituto Geológico y Minero de España. P: precipitación, Tº: temperatura, HR: humedad relativa, RS: radiación solar, Vv: velocidad del viento, Dv: dirección del viento, ET0: Evapotranspiración).

Estaciones	Red	Codigo	UTM_XH30	UTM_YH30	Cota (msnm)	Datos diarios	Periodo
CAMPORRELLS	AEMET	9759E	791971	4651695	628	P-Tº	oct.1992- sep.2007
PURROY DE LA SOLANA	AEMET	9756I	779882	4660391	750	P	abr 1994-act.
BENABARRE	AEMET	9756	786755	4668090	740	P-Tº	may.1987-act.
BARBASTRO	DGA	11	757856	4656139	410	P, Tº, HR, RS,Vv, Dv , ET0	sep. 2003-act.
ESTAÑA	IGME	32125P001	792369	4658910	674	Tº, HR, Vv, D	dic. 2008- act.
						P	dic. 2008-jun. 09; dic.10-act.

Precipitación

La serie temporal de precipitación diaria más larga corresponde a la estación de Benabarre, con datos desde mayo de 1987 hasta la actualidad, faltando únicamente datos en septiembre de 1988 y abril de 1994. La precipitación media anual es de 625 mm/año para dicho periodo, aunque se ha observado una elevada interanualidad con un máximo de 952 mm/año en 1996 y un mínimo de 397 mm/año en 2007. La estación de Camporrells, pese a ser la más próxima a las lagunas de Estaña, tiene una serie más corta aunque completa de datos, desde octubre de 1992 hasta octubre de 2007. Su valor de precipitación media anual para dicho periodo es de 531 mm/año. Por otro lado, la estación de Purroy de la Solana también cuenta con una serie completa desde abril de 1994 hasta la actualidad, con unos valores de precipitación media anual de 577 mm/año. Camporrells y Purroy de la Solana también presentan un máximo en 1996 (de 750 y 752 mm/año respectivamente) y un mínimo en torno a 395 mm/año en 2007 (Figura 4.3). Las diferencias en los valores de precipitación se atribuyen a la situación geográfica en la que se encuentran (Figura 4.1).

En la estación meteorológica de Estaña sólo se han registrado datos de precipitación diaria desde el 23 de diciembre de 2008 hasta el 6 de junio de 2009 y desde el 1 de diciembre de 2010 hasta la actualidad, con unos valores de precipitación media mensual de 50 mm, frente a los 52, 49 y 44 mm de Benabarre, Purroy de la Solana y Camporrells, respectivamente. A partir del análisis de las precipitaciones medias mensuales (Figura 4.4) se observa que los periodos más lluviosos corresponden a primavera (abril y mayo) y a otoño (septiembre y octubre), mientras que el periodo más seco corresponde a los meses de verano (junio a agosto).

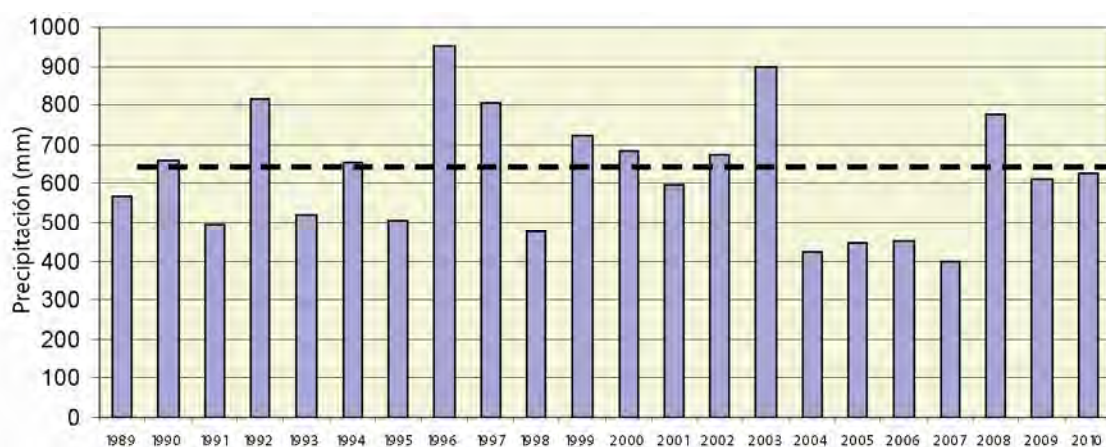


Figura 4.3. Precipitaciones anuales en la estación de Benabarre durante el periodo 1989-2010. La línea a trazos discontinua corresponde a la precipitación media anual.

Otra característica importante de los valores medios mensuales de la precipitación es su elevada dispersión, con valores de desviación entre 20 y 50 mm. Los únicos datos referentes a intensidades máximas de precipitación son los obtenidos en la estación meteorológica de Estaña desde diciembre de 2010 hasta junio de 2011, con intensidades máximas moderadas (entre 6,5 y 9 mm/h en marzo), siendo el promedio de 1 mm/h para todo el periodo.

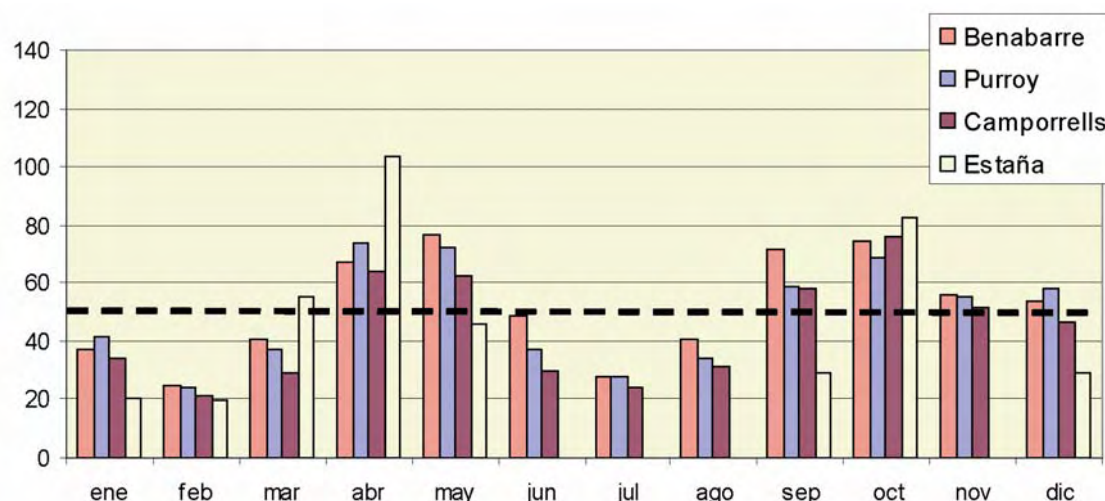


Figura 4.4. Variación de las precipitaciones medias mensuales en las estaciones de Benabarre, Purroy, Camporrells y Estaña, donde se observa el carácter bimodal de la precipitación con dos picos en primavera y otoño. La línea a trazos discontinua corresponde a la precipitación media mensual de la serie de datos considerada para el balance de agua en el suelo correspondiente a las estaciones de Benabarre y Estaña (no se tienen datos de precipitación para la estación de Estaña entre los meses de junio y agosto).

Para comprobar la validez de los datos se ha realizado una correlación por dobles acumulaciones contrastando los datos de las estaciones de Benabarre, Camporrells y Purroy de la Solana. La correlación existente entre dichas estaciones para el periodo de coincidencia de datos (1 de mayo de 1994- 31 de octubre de 2007) es muy alta (coeficiente de correlación $R^2 > 0,99$) (Figura 4.5). Se ha realizado el mismo tipo de correlación entre la estación de Estaña y las estaciones de Benabarre, Purroy de la Solana y Camporrells, obteniéndose también una buena correlación ($R^2 > 0,96$) en ambos casos.

El patrón temporal de precipitaciones en todas las estaciones es el mismo, con fuerte variabilidad interestacional e intraestacional. Dada la buena correlación obtenida, se ha utilizado la serie de Benabarre para el cálculo del balance de agua en el suelo, ya que cuenta con datos de precipitación y temperatura además de disponer de una serie temporal más larga. Dicha serie se ha completado con los datos de la

estación de Estaña por proporcionar datos reales para dicha cuenca y sobre todo, porque puede aportar información sobre eventos concretos a nivel local que ayuden a una mejor caracterización.

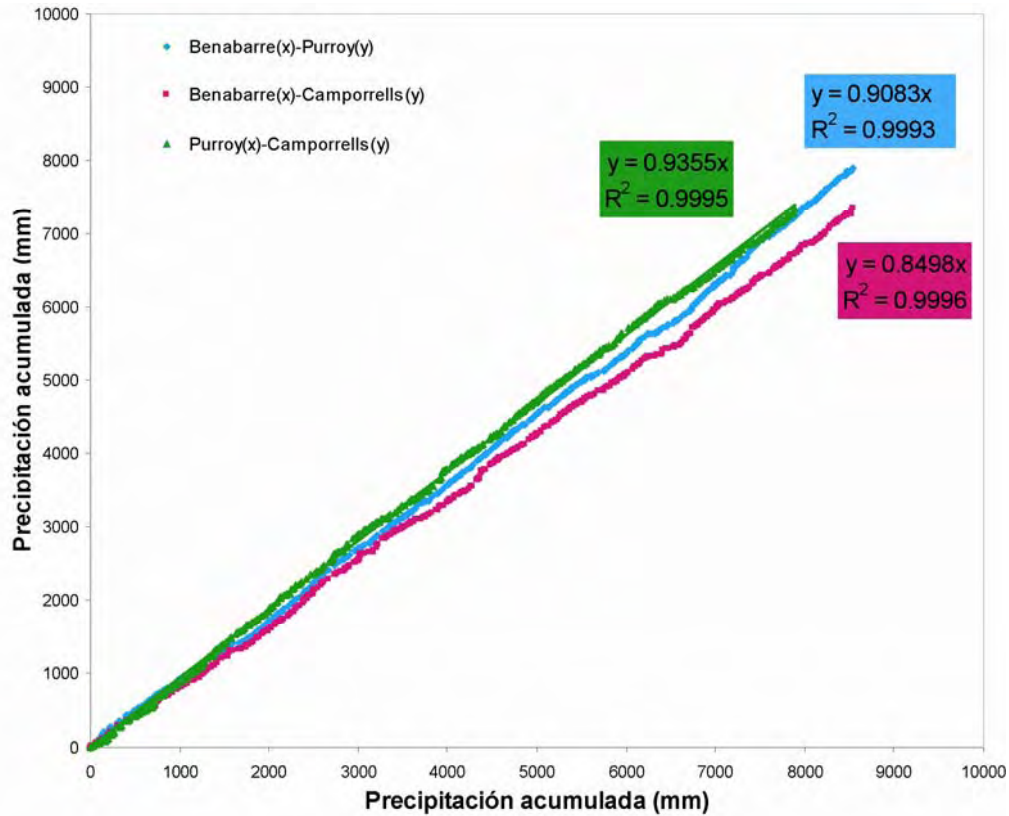


Figura 4.5. Correlación entre valores de precipitación diarios correspondientes a las estaciones de Benabarre-Purroy, Benabarre-Camporrells y Purroy-Camporrells para el periodo 1994-2007.

El registro de las precipitaciones mensuales en la estación de Benabarre para el periodo 1989-2010 ha permitido calcular el valor de precipitación media característico a partir del análisis de las desviaciones anuales con respecto al valor promedio anual, identificando los años tipo, así como los posibles ciclos climáticos y estableciendo una relación de años secos y húmedos (Figura 4.6). Se observa una alternancia entre periodos secos y húmedos, con años muy lluviosos (1992, 1996, 1997, 2003 y 2008) y con un periodo de años muy secos (2004 a 2007). La serie de precipitaciones correspondientes a 2009 y 2010 pueden considerarse como valores promedio para todo el periodo.

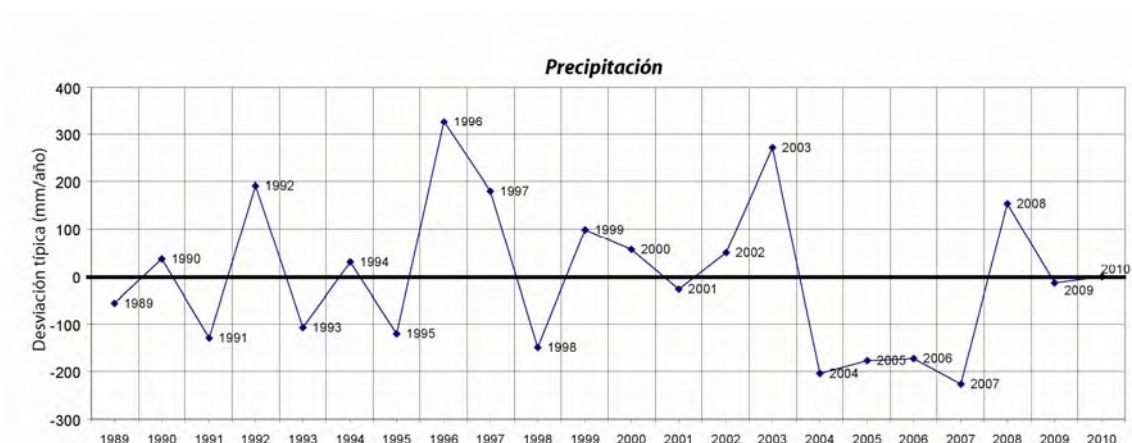


Figura 4.6. Desviaciones típicas acumuladas con respecto al promedio anual para el periodo 1989-2010 con datos de la estación de Benabarre.

Temperatura

La serie temporal de temperatura diaria más larga corresponde a la estación de Benabarre, con datos desde mayo de 1987 hasta mayo de 2013, aunque faltan los datos de mayo de 1991 y 1993, abril de 1994, junio de 1996 y mayo de 2007. La estación de Camporrells presenta datos de temperatura diarios desde octubre de 1992 hasta octubre de 2007, aunque faltan agosto de 1995, abril de 1997, diciembre de 1998 y agosto de 1999. Por otro lado, la estación de Purroy de la Solana no cuenta con datos de temperatura, por lo que para el estudio comparativo de la temperatura solo se ha podido contar con dos estaciones además de la de Estaña.

La temperatura media anual para el periodo 1989-2010 en la estación de Benabarre es de 12,8 °C, la temperatura media mensual presenta un máximo en julio de 22,6 °C y un mínimo de 4,1 °C en enero. Por otro lado, la temperatura media anual para el periodo 1993-2007 en la estación de Camporrells es de 12,1 °C, mientras que la temperatura media mensual presenta un máximo en julio de 21,6 °C y un mínimo de 3,8 °C en enero (Figura 2.3.7). En la estación meteorológica de Estaña la temperatura media anual de los tres años con datos es de 12,7°C, mientras que la temperatura media mensual presenta un máximo de 24,7°C en julio y un mínimo de 2,1°C en enero. La diferencia entre la temperatura mensual máxima y mínima observada en las tres estaciones meteorológicas en julio es de 12,5 °C (30,5 °C máxima y 18 °C mínima) y de 14,2 °C en enero (9,7 °C máxima y -4,5 °C mínima). La principal característica de la evolución espacio-temporal de las temperaturas en las estaciones próximas a Estaña es la escasa diferencia existente entre ellas tanto en las temperaturas medias anuales como en su evolución media mensual (Figura 4.7).

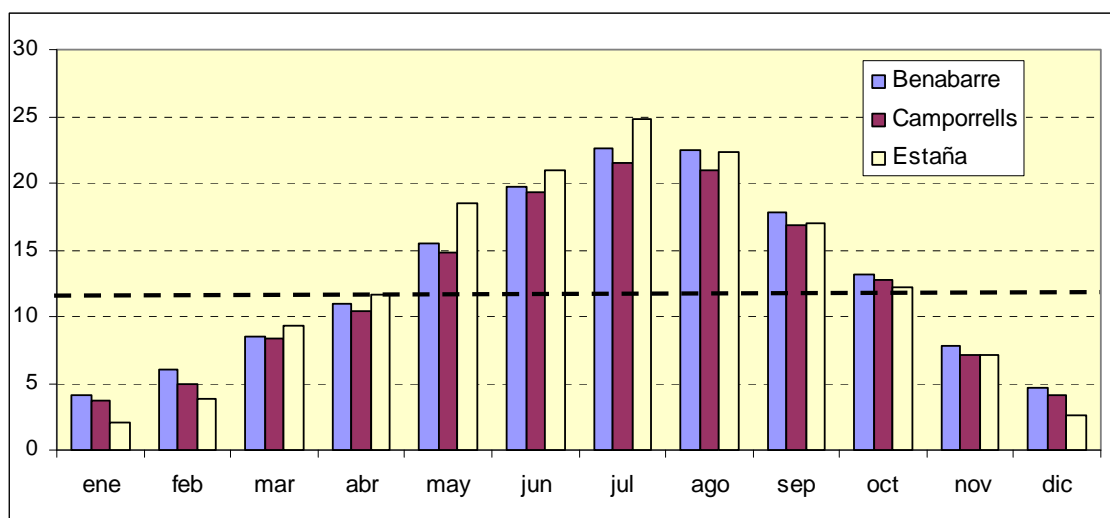


Figura 4.7. Variación de las temperaturas medias mensuales en las estaciones de Benabarre, Camporrells y Estaña. La línea a trazos discontinua representa la temperatura media anual de la serie de datos considerada para el balance de agua en el suelo correspondiente a las estaciones de Benabarre y Estaña.

Estos datos ponen de manifiesto la existencia de inviernos largos y fríos, con temperaturas medias inferiores a 9 °C desde mediados de noviembre hasta mediados de marzo. Los últimos días de diciembre y los primeros de enero son los más fríos, con temperaturas medias entre 3 y 5 °C. El número medio anual de días con temperaturas menores a 0°C es de 6 en Benabarre y 10 en Camporrells (entre noviembre y marzo). La primavera presenta temperaturas medias propias de la estación (entre 12 y 14 °C) entre finales de abril y mayo, mientras que el verano presenta unas temperaturas medias suaves (entre 19 y 21 °C) desde junio hasta septiembre, no superando los 30°C de máxima. El otoño, entre octubre y noviembre, presenta temperaturas medias entre 7 y 13 °C.

Con objeto de disponer de datos de temperatura diarios representativos del entorno de las lagunas y dado que la serie de Estaña no es lo suficientemente larga, se ha realizado una correlación por dobles acumulaciones (Figura 4.8a y b) para contrastar los datos de las tres estaciones (Camporrells, Benabarre y Estaña), obteniéndose en todos los casos un coeficiente de correlación muy elevado ($R^2 > 0,99$). Dada esta buena correlación se ha decidido utilizar la serie de Benabarre para el cálculo del balance de agua en el suelo, completándola con los datos de la estación de Estaña cuando se dispone de ellos (al igual que se ha hecho con los datos de precipitación).

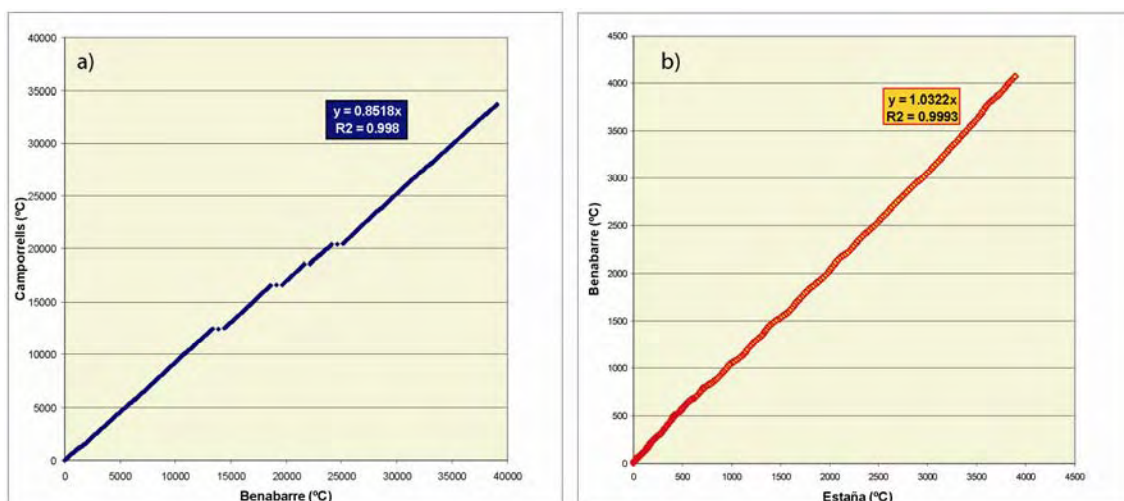


Figura 4.8. a) Correlación de los valores de temperatura entre las estaciones de Benabarre-Camporrells para el periodo septiembre 1999-mayo 2007. b) Correlación de los valores de temperatura diarios entre las estaciones de Benabarre-Estaña para el periodo diciembre 2008-sep 2009.

El registro de temperaturas mensuales de la estación de Benabarre para el periodo 1989-2010 ha permitido calcular el valor de temperatura media anual característica a partir del análisis de las desviaciones acumuladas anuales respecto al valor medio, estableciendo una relación de años fríos y cálidos. Se observa un periodo más frío entre 1991 y 1993, siendo 2008 y 2010 también años fríos, aunque en general existe una clara alternancia con variaciones interanuales pequeñas ($\pm 0,5$ °C), poniendo de manifiesto su mínima dispersión tanto interanual como interestacional de los valores medios mensuales de la temperatura (Figura 4.9).

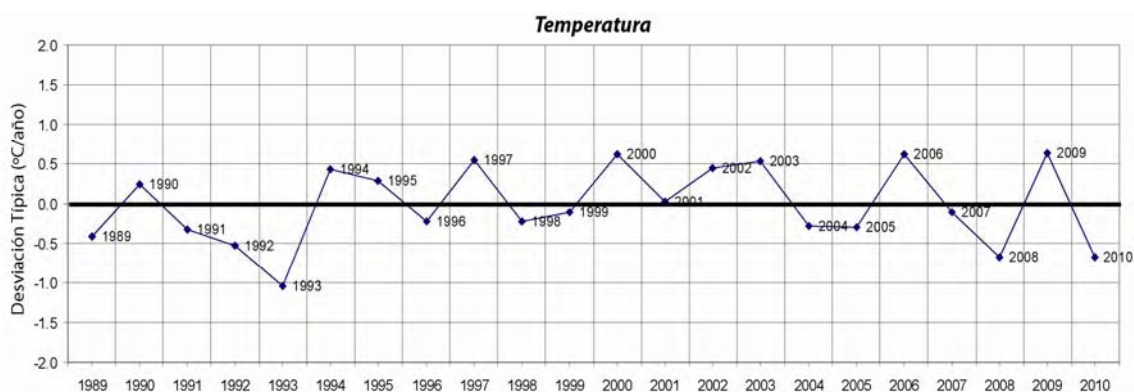


Figura 4.9. Desviaciones típicas acumuladas de la temperatura anual con respecto al año promedio para el periodo 1989-2010 con datos de la estación de Benabarre.

Velocidad y dirección del viento

Una característica importante de la climatología en Estaña es la existencia de vientos moderados durante todo el año. Este hecho está condicionado por las elevaciones topográficas que rodean las lagunas. La estación de Estaña presenta una serie de datos muy corta (desde diciembre 2008 hasta la actualidad) aunque lo suficientemente extensa para el cálculo de la evaporación en lámina libre a partir de la fórmula de Penman (mayo 2009-junio 2010). En algunos casos puntuales no se tiene dato de velocidad y dirección del viento en la estación de Estaña (probablemente por falta de alimentación eléctrica) por lo que ha sido necesario utilizar el dato de la estación de Barbastro (única estación meteorológica relativamente próxima que mide estas variables climáticas). Estos casos son del 15 al 18 de febrero de 2009, los días 2, 3, 6, 7, 10 y 11 de marzo de 2009, del 21 al 25 de marzo de 2009, del 8 de abril al 25 de mayo de 2010 y del 5 al 30 de noviembre de 2010 (86 datos sobre un total de 898).

A partir de los datos de la estación de Estaña se observa que el viento presenta una componente entre los 90° y 240° (E-SO) con una mayor frecuencia de componente SE, siendo la velocidad media de 1,2 m/s (4,4 km/h) para el periodo considerado. Se trata de vientos suaves aunque constantes a lo largo del año, con velocidades máximas poco frecuentes de entre 4 y 6 m/s (10-20 km/h) correspondientes a enero y febrero.

Para una caracterización más detallada de la componente viento, se ha elaborado un gráfico de frecuencia tanto para la dirección como para la velocidad del viento para el periodo comprendido entre diciembre de 2008 y junio de 2011 (Figuras 4.10 y 4.11). Los vientos predominantes son los de dirección SE (75%), mientras que los de componente E y S suponen un 25% del total. Por otro lado, la velocidad predominante varía entre 0,5 y 1,5 m/s correspondiente al 95% aproximadamente.

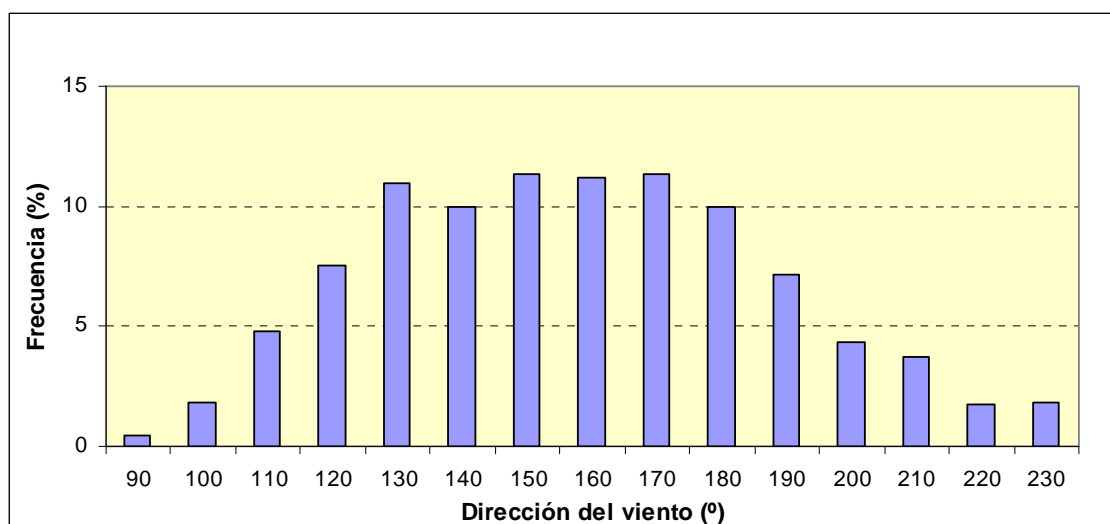


Figura 4.10. Frecuencia de la dirección del viento en la estación meteorológica de Estaña (componente predominante entre 130 y 180° (SE)).

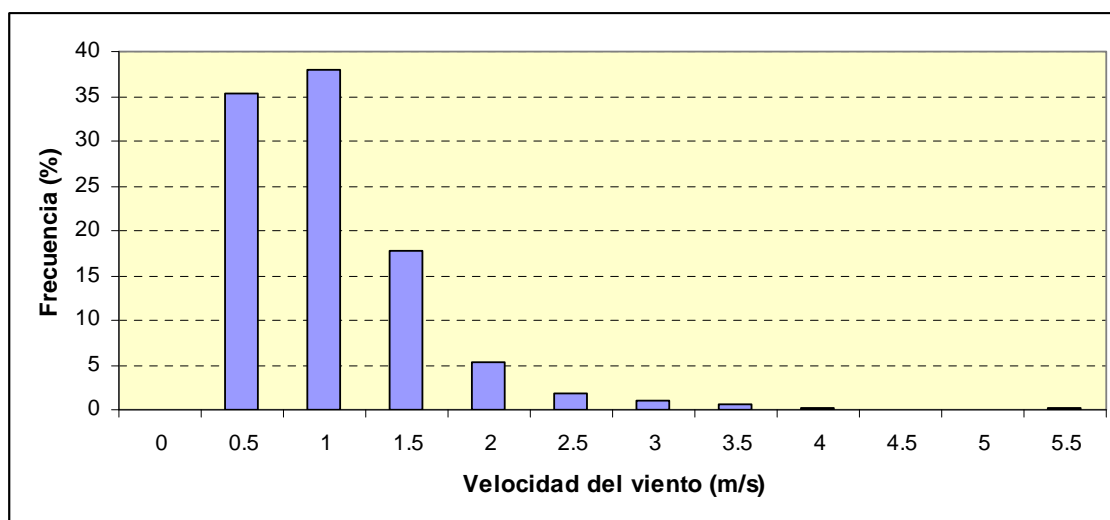


Figura 4.11. Frecuencia de la velocidad del viento en la estación meteorológica de Estaña (intensidad predominante entre 0,5 y 1,5 m/s).

Humedad relativa

Se dispone de datos de humedad relativa diaria (y horaria) en la estación meteorológica de Estaña para el periodo comprendido entre diciembre de 2008 hasta la actualidad. La única estación meteorológica próxima que registra este parámetro es la de Barbastro, relativamente alejada de la zona de estudio. Al igual que ocurría con la velocidad y dirección del viento, en este estudio se ha trabajado con los datos de la estación de Estaña y en los casos en los que faltaba algún dato se ha completado con los de Barbastro. Los datos completados han sido del 20 al 24 de marzo de 2009, del 8 de abril al 25 de mayo de 2010, los días 9 de junio y 30 de julio de 2010 y del 5 al 30 de noviembre de 2010 (78 datos sobre un total de 898).

La humedad relativa promedio en la estación de Estaña es del 70%, variando entre un mínimo del 35% (en verano) y un máximo del 99% (entre diciembre y enero). De esta manera, cuanto mayor es la temperatura media mensual menor es la humedad relativa, por tanto, la evolución estacional de este parámetro es inversamente proporcional a la temperatura. El valor medio obtenido para la estación de Barbastro para el mismo periodo es del 66%, siendo el valor mínimo del 28% (en verano) y máximo del 99% (entre diciembre y enero). Esto supone una humedad relativa promedio un 5% mayor en la estación de Estaña que en la de Barbastro, con valores máximos similares y mínimos un 7% mas altos (Figura 4.12).

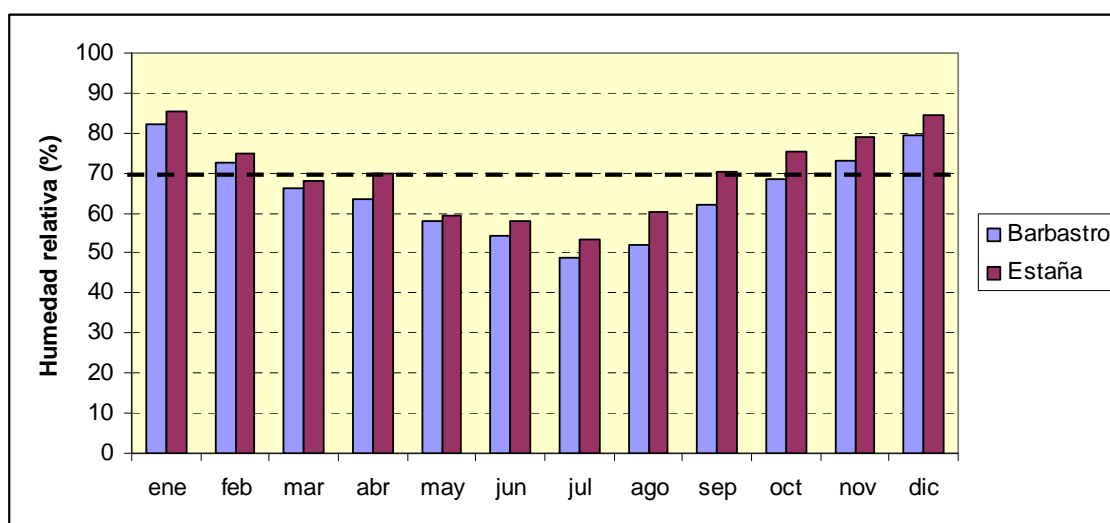


Figura 4.12. Variación de la humedad relativa en las estaciones de Barbastro y Estaña (periodo 2008-2011). La línea discontinua en negrita indica el valor promedio anual en Estaña.

Radiación solar

Dado que la estación meteorológica de Estaña no registra datos de radiación solar se han utilizado los datos de la estación de Barbastro, ya que se considera que este parámetro es poco variable teniendo en cuenta la distancia entre Estaña y Barbastro. Dicha estación registra el número diario de horas de insolación (n), considerado en el cálculo de la evaporación en lámina libre mediante la fórmula de Penman. Esta información ha puesto de manifiesto que el clima se caracteriza por la escasez de días nublados, sobre todo en la época estival. En verano el porcentaje de horas de sol es alrededor del 82% del máximo posible y en invierno oscila entre el 60% y el 80% del total posible (Figura 4.13).

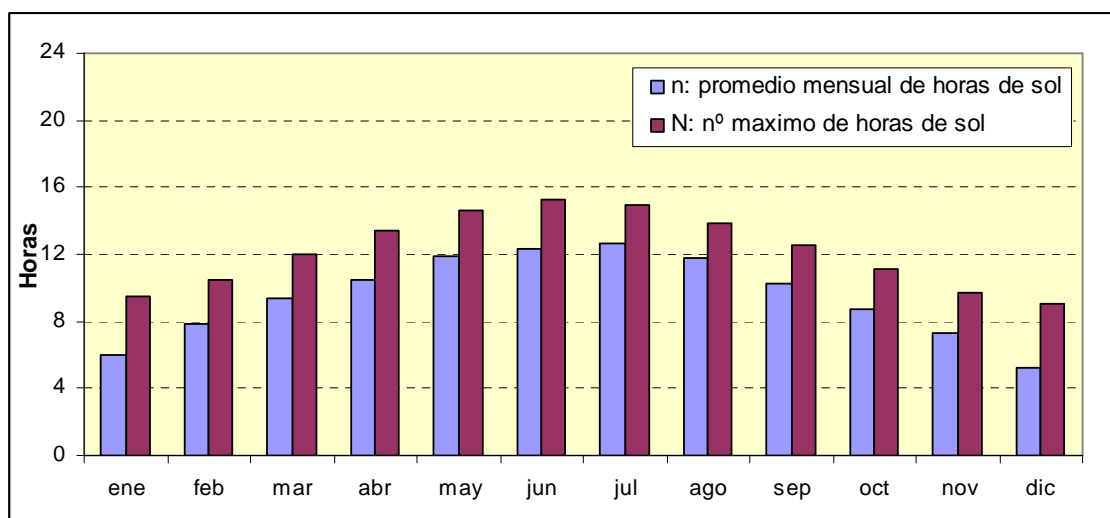


Figura 4.13. Promedio mensual del número de horas de radiación solar (n) en la estación de Barbastro y máximo número de horas de insolación diaria posible (N) según la época del año (periodo 2008-2011).

Evaporación

El cálculo de la evaporación en lámina libre se ha realizado mediante dos métodos: a) método empírico a partir de los datos medidos en el tanque y b) método semiempírico a partir de la fórmula de Penman.

El tanque de evaporación tiene como principio común la medida del agua perdida por evaporación de un depósito de dimensiones conocidas y regulares. Los distintos modelos se diferencian entre sí en el tamaño, forma y ubicación en el terreno. Están concebidos para medir la evaporación en embalses o grandes lagos y en general se sitúan próximos a ellos. Generalmente se obtienen medidas superiores a la evaporación real por lo que precisan de correcciones que dependen del modelo (Custodio y Llamas, 1983). El tanque de tipo A (utilizado en este estudio) es el usado por el U.S. Weather Bureau. Consiste en un depósito cilíndrico de chapa galvanizada con un diámetro de 120 cm y 25,4 cm de altura, instalado sobre un enrejado de madera, a unos 15 cm del suelo. El agua, previamente medida, debe mantenerse en días sucesivos entre dos límites a 20 y 17,5 cm del fondo. La unidad que generalmente se emplea para evaluar la evaporación es el milímetro (mm) de altura de lámina de agua evaporada. Esta unidad se emplea con el objeto de homogeneizar las medidas de las magnitudes que intervienen en el ciclo hidrológico (Jones, 1991).

En Estaña, el primer llenado del tanque se realizó con agua de la propia laguna (4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), mientras que los posteriores enrasos se realizaron con agua dulce (1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) con objeto de minimizar el efecto de concentración de sales por

evaporación en el tanque y mantener así la conductividad eléctrica constante y similar a la de la laguna, lo que se comprobaba en cada caso mediante un conductímetro de campo. La medición del nivel de agua en el tanque se ha realizado apoyando una cinta métrica sobre el fondo. El coeficiente de reducción aconsejado para pasar de las medidas del tanque a la evaporación real anual varía mensualmente y en función de las características climáticas de la región entre 0,6 en regiones húmedas y 0,8 en regiones áridas (Jones, 1991). En el caso de Estaña, teniendo en cuenta el clima predominante, se ha decidido aplicar un factor constante de 0,7.

La determinación de la evaporación a partir del tanque para cada periodo (Δt) se ha obtenido a partir de la expresión:

$$\text{Evaporación} = [(\text{Nivel}_{\text{inicial}} - \text{Nivel}_{\text{final}}) * 0,7] + \text{Precipitación}$$

Donde:

Evaporación = Evaporación en lámina libre en el periodo medido (mm)

Nivel_{inicial} = Nivel inicial del tanque en el periodo medido (mm)

Nivel_{final} = Nivel final del tanque en el periodo medido (mm)

Precipitación = Precipitación durante el periodo medido (mm)

Posteriormente se han obtenido valores promedio de evaporación diaria para cada periodo considerado, dividiendo la evaporación total obtenida para cada periodo entre el número de días considerado.

Los casos que se han diferenciado son:

- a) Evolución normal del tanque. Se produce un descenso del nivel durante todo el periodo. La magnitud de la evaporación calculada para dicho periodo es función de la época del año, con los mayores valores obtenidos en verano (hasta 6,4 mm/día).
- b) Días con relleno del tanque. Después de la medida de nivel se procedía al llenado del tanque provocando un aumento brusco del nivel, intentando siempre enrasar a 20 cm (nivel inicial del siguiente periodo). Solo fue necesario el relleno en periodos de máxima evaporación.

- c) Periodos con precipitación en los que el nivel final es menor que el inicial. Las precipitaciones constituyen un relleno natural del tanque de evaporación y son registradas por el pluviómetro de la estación meteorológica, de forma que al valor de evaporación registrado en el tanque se le suma el valor de la precipitación que supuestamente se habrá evaporado también (la precipitación es menor que la evaporación).
- d) El nivel asciende por la lluvia. Esto se produce generalmente en primavera y otoño, cuando la evaporación es menor que la precipitación. En este caso el nivel final es mayor que el inicial (efecto relleno). Se calcula cuanto ha sido el incremento de nivel (final-inicial) y se le suma la precipitación en el periodo para tener en cuenta la proporción de lluvia evaporada (ya que el exceso ya se ha desestimado).

Se han dado casos en los que pese a existir evaporación (en mayor o menor grado) la precipitación ha sido tan importante que se ha superado la altura del tanque. En estos casos se ha estimado el valor del parámetro “exceso” que sería el volumen correspondiente al agua que desborda el tanque y por lo tanto no se cuantifica como evaporación.

- e) Congelación del agua en el tanque. Entre los meses de noviembre y marzo como consecuencia del descenso brusco de las temperaturas se produce la congelación del agua en el tanque. Este es el caso más difícil de cuantificar. Aunque en un principio se supuso que en ese periodo no existía evaporación, ésta se subestimaba, ya que las lagunas no se llegan a congelar y algo de evaporación existe. Finalmente, se decidió que lo mejor era tomar un valor promedio de evaporación entre el periodo anterior y posterior con datos.

A parte de los problemas asociados al funcionamiento del tanque, existen también periodos en los que no se tienen datos correctos de nivel inicial y/o final por una mala medición manual, impidiendo el cálculo de la evaporación en ese periodo. En estos casos, se ha estimado como valor aproximado el promedio entre el periodo anterior y posterior con datos y se le ha sumado la precipitación del periodo. La mayor parte de los problemas tuvieron lugar durante el año 2009.

Como resultado de este proceso de tratamiento de datos se ha obtenido la evaporación en lámina libre a partir de los datos medidos en el tanque (tabla 4.2). La

evaporación anual total obtenida para 2009 y 2010 es de 621 y 734 mm/año respectivamente, siendo el valor promedio diario de unos 2,4-2,5 mm/día en ambos casos. La evaporación total obtenida mediante el tanque para el periodo mayo 2009 a junio 2011 es de 1531,2 mm.

Dada la incertidumbre asociada al cálculo de la evaporación a partir del tanque de tipo A, se decidió determinarla además a partir de la fórmula semiempírica de Penman (Penman, 1948) con la finalidad de comparar los resultados con los obtenidos. El cálculo de estos valores se ha realizado desde el 8 de mayo de 2009 (cuando se comienza a tener datos de nivel de la Laguna Grande). En la tabla 4.3 se presenta un ejemplo del proceso de cálculo. Para obtener estos valores a nivel diario se han utilizado los siguientes datos:

- 1) Relación n/N . Siendo n el número diario de horas de insolación y N el número máximo diario de horas de insolación. El primer parámetro “ n ” se ha obtenido de la estación meteorológica de Barbastro, ya que pese a su distancia es un parámetro que no tiene un rango de variación espacial importante. El segundo parámetro “ N ” se ha calculado a partir de la tabla de “*Número máximo diario de horas de sol según la latitud Norte*” (página 292 tabla 6.3; Custodio y Llamas, 1983) en función de la latitud y época del año.
- 2) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$). Se ha tomado la serie de datos de la estación meteorológica de Estaña completada con la de Benabarre.
- 3) Velocidad del viento (m/s a 2 m del suelo). Se ha tomado la serie de datos de la estación meteorológica de Estaña completada con la de Barbastro.
- 4) Humedad relativa (%). Se tomó la serie de datos de la Estación Meteorológica de Estaña completada con la de Barbastro.

La evaporación anual total obtenida para 2009 y 2010 es de 812 y 1030 mm/año respectivamente siendo el valor promedio diario de unos 4-4,5 mm/día en ambos casos. La evaporación total obtenida mediante el tanque para el periodo completo calculado (mayo 2009-junio 2011) es de 2241.8 mm.

Tabla 4.2. Evaporación calculada a partir del tanque de tipo A en Estaña. (Rojo: datos obtenidos a partir del periodo anterior y posterior)

2009	nivel _{inicial} (mm)	nivel _{final} (mm)	Relleno	nivel (mm)	Nº días	Tº media	Ev tanque (mm)	Ev*0.7 (mm)	Ev (mm/día)	P (mm)	Ev+P	Exceso	Ev+P-exceso	Ev "real"	mm/día real
01/01/2009	24/03/2009	congelado	182	si	0	82	5.0	0	0	78.3	78.3	0.0	78.3	78.3	1.0
24/03/2009	07/05/2009	205	160	si	45	44	10.8	45	32	0.7	179.1	210.6	143.9	66.7	1.5
07/05/2009	05/06/2009	200	195	si	5	29	18.8	10	7	0.2	10.1	17.1	0.0	17.1	0.6
05/06/2009	15/06/2009	195	175	si	20	10	19.7	20	14	1.4	22.5	36.5	0.0	36.5	3.7
15/06/2009	26/06/2009	178	125	si	53	11	22.1	53	37	3.4	12.3	49.4	0.0	49.4	4.5
26/06/2009	03/07/2009	181	?	no	7	24.1				3.6	11.5	11.5	0.0	11.5	5.2
03/07/2009	14/07/2009	?	?	no	11	22.5				3.6	11.8	11.8	0.0	11.8	4.6
14/07/2009	20/07/2009	200	167	si	33	6	22.6	33	23	3.9	1.0	24.1	0.0	24.1	4.0
20/07/2009	28/07/2009	181	?	si	8	24.4				3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2
28/07/2009	06/08/2009	200	170	si	30	9	23.9	33	23	2.6	12.5	35.6	0.0	35.6	4.0
06/08/2009	25/08/2009	200	132	si	68	19	24.8	68	48	2.5	17.5	65.1	0.0	65.1	3.4
25/08/2009	03/09/2009	180	170	si	10	9	22.7	10	7	0.8	3.8	10.8	0.0	10.8	1.2
03/09/2009	07/09/2009	200	185	si	15	4	20.7	15	11	2.6	0.0	10.5	0.0	10.5	2.6
07/09/2009	24/09/2009	205	205	no	0	17	17.9	0	0	0.0	40.4	40.4	0.0	40.4	2.4
24/09/2009	08/10/2009	205	217	no	-12	14	17.9	-12	-12	-0.9	23.5	11.5	0.0	11.5	0.8
08/10/2009	20/10/2009	217	210	no	7	12	13.4	7	5	0.4	0.0	4.9	0.0	4.9	0.4
20/10/2009	31/12/2009	210	congelado	no	0	72	14.4	0	0	0.2	57.4	57.4	0.0	57.4	0.8
						364	13.49			482			621.20	2.58	
2010	nivel _{inicial} (mm)	nivel _{final} (mm)	Relleno	nivel (mm)	días	Tº media	Ev tanque (mm)	Ev*0.7 (mm)	Ev (mm/día)	P (mm)	Ev+P	Exceso	Ev+P-exceso	Ev "real"	mm/día real
01/01/2010	17/03/2010	congelado	congelado	no	0	75	3.7	0	0	0.2	118.8	118.8	28.8	90.0	0.8
17/03/2010	31/03/2010	230	228	no	2	14	10.9	2	1	0.1	23.7	25.1	0.0	25.1	1.8
31/03/2010	14/04/2010	228	207	no	21	14	9.6	21	15	1.1	29.3	44.0	0.0	44.0	3.1
14/04/2010	28/04/2010	207	195	no	12	14	12.9	12	8	0.6	18.8	27.2	0.0	27.2	1.9
28/04/2010	23/05/2010	195	175	no	20	25	12.7	20	14	0.6	74.6	88.6	0.0	88.6	3.5
23/05/2010	26/05/2010	175	170	si	5	3	18.6	5	4	1.2	0.0	3.5	0.0	3.5	1.2
26/05/2010	09/06/2010	200	155	si	45	14	19.8	45	32	2.3	5.0	36.5	0.0	36.5	2.6
09/06/2010	23/06/2010	205	190	si	15	14	16.1	15	11	0.8	48.9	59.4	0.0	59.4	4.2
23/06/2010	07/07/2010	218	173	si	45	14	23.4	45	32	2.3	67.5	99.0	9.1	89.9	6.4
07/07/2010	21/07/2010	199	115	si	84	14	26.0	84	59	4.2	0.2	59.0	0.0	59.0	4.2
21/07/2010	27/07/2010	150	?	si	6	22.0				3.6	13.2	13.2	0.0	13.2	4.7
27/07/2010	04/08/2010	200	165	si	35	8	23.8	35	25	3.1	0.8	25.3	0.0	25.3	3.2
04/08/2010	10/08/2010	194	168	si	26	6	22.9	29	20	3.4	0.0	20.3	0.0	20.3	3.4
10/08/2010	18/08/2010	192	153	si	39	8	20.9	39	27	3.4	0.0	27.3	0.0	27.3	3.4
18/08/2010	23/08/2010	183	168	si	15	5	23.9	15	11	2.1	1.0	11.5	0.0	11.5	2.3
23/08/2010	27/08/2010	187	171	si	16	4	25.9	16	11	2.8	0.0	11.2	0.0	11.2	2.8
27/08/2010	01/09/2010	189	170	si	19	5	21.4	19	13	2.7	0.0	13.3	0.0	13.3	2.7
01/09/2010	08/09/2010	195	156	si	39	7	20.9	39	27	3.9	48.4	75.7	0.0	75.7	2.0
08/09/2010	15/09/2010	183	180	si	3	7	18.5	3	2	0.3	0.0	2.1	0.0	2.1	0.3
15/09/2010	24/09/2010	200	230	vacía	-30	9	18.1	-30	-30	0.0	36.0	5.0	0.0	5.0	0.6
24/09/2010	29/09/2010	200	185	si	15	5	13.0	15	11	2.1	0.0	10.5	0.0	10.5	2.1
29/09/2010	07/10/2010	200	200	no	0	8	15.7	0	0	0.0	3.5	3.5	0.0	3.5	0.4
07/10/2010	21/10/2010	200	235	vacía	-35	14	12.5	-30	-35	0.0	68.6	33.6	9.8	23.8	1.7
21/10/2010	07/11/2010	194	180	si	14	17	10.6	14	10	0.6	5.6	15.4	0.0	15.4	0.9
07/11/2010	31/12/2010	195	congelado	no	55	3.5		0	0	0.0	61.6	61.6	32.0	29.6	0.5
						365	12.1			624.5			734.3	2.4	
2011	nivel _{inicial} (mm)	nivel _{final} (mm)	Relleno	nivel (mm)	días	Tº media	Ev tanque (mm)	Ev*0.7 (mm)	Ev (mm/día)	P (mm)	Ev+P	Exceso	Ev+P-exceso	Ev "real"	mm/día real
31/12/2010	12/03/2011	congelado	245	vacía	0	71	3.6	0	0	0.00	71.6	71.6	0.0	71.6	1.0
12/03/2011	18/03/2011	200	245	vacía	-45	6	8.1	0	-45	0.00	79.9	34.9	24.2	10.7	1.8
18/03/2011	30/03/2011	198	174	no	24	12	8.2	24	16.8	1.40	3.9	20.7	0.0	20.7	1.7
30/03/2011	14/04/2011	174	130	si	44	15	13.9	44	30.8	2.05	3.6	34.4	0.0	34.4	2.3
14/04/2011	27/04/2011	200	186	si	14	13	12.1	14	9.8	0.75	19.7	29.5	0.0	29.5	2.3
27/04/2011	12/05/2011	200	176	si	24	15	14.6	24	16.8	1.12	36.2	53.0	0.0	53.0	3.1
12/05/2011	09/06/2011	195	180	si	15	28	16.4	15	10.5	0.38	90.3	100.8	0.0	100.8	3.7
						160	11			305.2			317.9	15.9	

Tabla 4.3. Procedimiento de cálculo de la evaporación en lámina libre según el método de Penman en la cuenca de Estaña (C & Ll: Custodio y Llamas, 1983).

	08/05/2009	09/05/2009	10/05/2009	11/05/2009	12/05/2009	13/05/2009	14/05/2009	15/05/2009	16/05/2009	17/05/2009	18/05/2009	Observaciones
n/N	0.82	0.75	0.75	0.75	0.82	0.75	0.82	0.89	0.89	0.82	0.89	E.M. Barbastro
T° (°C)	18.4	17.9	17.3	17	18.5	16.5	14.7	12.3	14.7	16.1	16.3	E.M. Estaña
Veloc. viento (m/s)	1.55	1.82	1.29	1.29	1.17	1.33	2.26	1.97	1.24	1.23	1.22	E.M. Estaña
HR (%)	49	53	69	71	67	76	72	57	58	60	63	E.M. Estaña
Ra (cal/cm ² día)	939	939	939	939	939	939	939	939	939	939	939	Tabla 6.2 (C & Ll, 1983)
Ri (cal/cm ² día)	592	557	557	557	592	557	592	627	627	592	627	$Ri = Ra \cdot (0.18 + 0.55n/N)$
r (albedo)	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	Tabla 6.5 (C & Ll, 1983)
Ri (1-r)	568	535	535	535	568	535	568	602	602	568	602	
ea (mm de Hg)	15.5	15.0	14.5	14.5	16.0	14.1	12.4	10.5	12.4	13.6	13.6	Tabla 6.6 (C & Ll, 1983)
ed (mm de Hg)	7.60	7.95	10.01	10.30	10.72	10.72	8.93	5.99	7.19	8.16	8.57	$ed = (ea \cdot HR) / 100$
Re (cal/cm ² día)	220	199	176	173	186	168	195	237	229	207	218	Ecc. 8 pag 329 (C & Ll, 1983)
RN	348	336	358	362	382	367	374	365	373	362	385	$RN = Ri(1-r) - Re$
Cl (cal/mm/cm ²)	58.6	58.7	58.7	58.7	58.6	58.7	58.8	58.9	58.8	58.7	58.7	Tabla 6.8 (C & Ll, 1983)
Rn	5.94	5.72	6.10	6.16	6.52	6.25	6.36	6.20	6.34	6.16	6.55	$Rn = RN/Cl$
Ea (mm)	3.70	3.66	1.88	1.76	2.09	1.44	2.09	2.47	2.13	2.22	2.04	$Ea = 0.35(0.5 + 0.54 \sqrt{V2})(ea - ed)$
Δ/λ	1.93	1.88	1.82	1.82	1.98	1.78	1.59	1.38	1.59	1.73	1.73	Tabla 6.10 (C & Ll, 1983)
Ev (mm/día)	5.18	5.01	4.61	4.60	5.04	4.52	4.71	4.63	4.72	4.72	4.90	$((\Delta/\lambda n \cdot Rn) + Ea) / (\Delta/\lambda + 1)$

Los datos diarios de evaporación en lámina libre calculados mediante Penman se han comparado con los obtenidos a partir del tanque de tipo A desde el 8 de mayo de 2009 al 9 de junio de 2011. Como se observa en la Figura 4.14 los valores obtenidos por Penman son algo superiores a los obtenidos por el tanque. En la serie de datos diarios del tanque se aprecian “mesetas” ya que debido a la falta de datos diarios reales de evaporación se ha tenido que suponer que en todos los días de un mismo periodo se produce la misma evaporación. En la tabla 4.4 se compara la evaporación por periodos y la evaporación anual obtenida por los dos métodos.

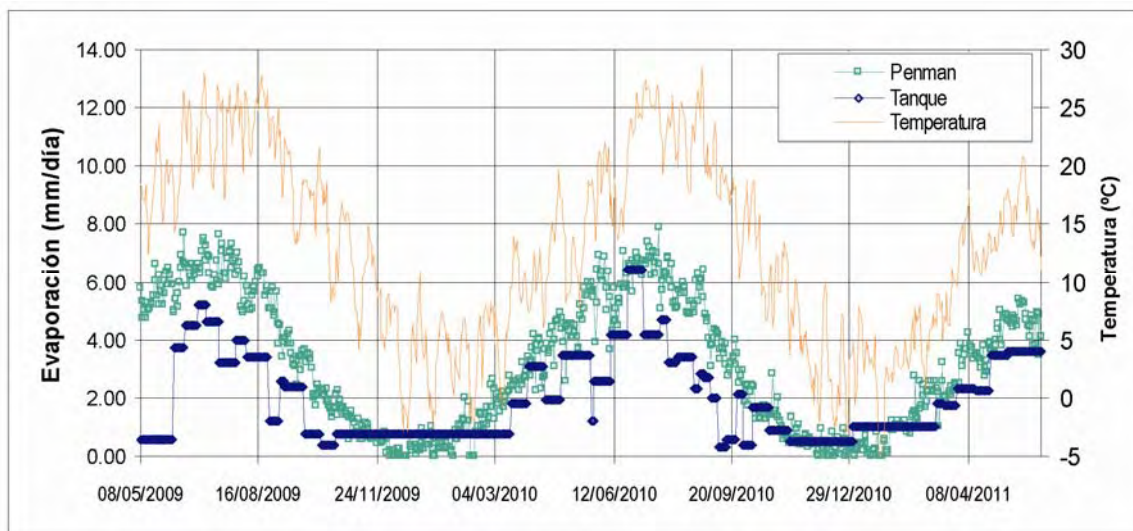


Figura 4.14. Comparativa entre la evaporación obtenida a partir del tanque de tipo A y la calculada mediante el método de Penman frente a la temperatura (8 de mayo de 2009 a 9 de junio de 2011).

El valor medio anual obtenido a partir del tanque para 2010, es de 2,4 mm/día, mientras que el obtenido a partir de la ecuación de Penman es de 3,9 mm/día. Esta diferencia se ve acentuada en el año 2009 (2,8 y 4,5 mm/día respectivamente), lo que se interpreta como posiblemente debido a la mayor incertidumbre existente en las medidas manuales durante este periodo de tiempo. El valor de evaporación para el periodo completo (mayo 2009-junio 2011) calculado mediante el método de Penman es de 2241 mm, mientras que el obtenido a partir del tanque es de 1673,4 mm, lo que supone 568 mm menos (un 25% menor). Se ha observado que cuanto menor es la incertidumbre en los datos del tanque, menor es la diferencia con los datos obtenidos por el método de Penman. De esta, forma en 2010, la diferencia entre un método y otro es de 296 mm y en 2011 de 78 mm.

Tabla 4.4. Comparativa entre los valores de evaporación obtenidos para cada periodo mediante el tanque de tipo A y mediante el método de Penman (8 de mayo de 2009 hasta el 9 de junio de 2011).

2009		Penman (mm)	mm/día	Evap. Tanque (mm)	mm/día
07/05/2009	05/06/2009	144.08	5.0	17.1	0.6
05/06/2009	15/06/2009	53.93	5.4	36.5	3.7
15/06/2009	26/06/2009	65.91	6.0	49.4	4.5
26/06/2009	03/07/2009	43.65	6.2	36.7	5.2
03/07/2009	14/07/2009	63.88	5.8	51	4.6
14/07/2009	20/07/2009	36.28	6.0	24.1	4.0
20/07/2009	28/07/2009	49.96	6.2	25.2	3.2
28/07/2009	06/08/2009	50.31	5.6	35.6	4.0
06/08/2009	25/08/2009	100.42	5.3	65.1	3.4
25/08/2009	03/09/2009	41.68	4.6	10.8	1.2
03/09/2009	07/09/2009	14.69	3.7	10.5	2.6
07/09/2009	24/09/2009	53.64	3.2	40.4	2.4
24/09/2009	08/10/2009	34.44	2.5	11.5	0.8
08/10/2009	20/10/2009	19.91	1.7	4.9	0.4
20/10/2009	31/12/2009	39.13	0.5	57.4	0.8
Total		812	4.5	476.2	2.8

2010		Penman (mm)	mm/día	Evap. Tanque (mm)	mm/día
01/01/2010	17/03/2010	57.97	0.8	60	0.8
17/03/2010	31/03/2010	35.69	2.5	25.1	1.8
31/03/2010	14/04/2010	46.31	3.3	44	3.1
14/04/2010	28/04/2010	51.55	3.7	27.2	1.9
28/04/2010	23/05/2010	109.66	4.4	88.6	3.5
23/05/2010	26/05/2010	16.86	5.6	3.5	1.2
26/05/2010	09/06/2010	77.52	5.5	36.5	2.6
09/06/2010	23/06/2010	70.72	5.1	59.4	4.2
23/06/2010	07/07/2010	85.97	6.1	89.9	6.4
07/07/2010	21/07/2010	91.89	6.6	59	4.2
21/07/2010	27/07/2010	35.3	5.9	28.3	4.7
27/07/2010	04/08/2010	46.38	5.8	25.3	3.2
04/08/2010	10/08/2010	30.19	5.0	20.3	3.4
10/08/2010	18/08/2010	38.65	4.8	27.3	3.4
18/08/2010	23/08/2010	23.57	4.7	11.5	2.3
23/08/2010	27/08/2010	21.63	5.4	11.2	2.8
27/08/2010	01/09/2010	23.99	4.8	13.3	2.7
01/09/2010	08/09/2010	26.21	3.7	14	2.0
08/09/2010	15/09/2010	23.06	3.3	2.1	0.3
15/09/2010	24/09/2010	27.97	3.1	5	0.6
24/09/2010	29/09/2010	13.75	2.8	10.5	2.1
29/09/2010	07/10/2010	16.42	2.1	3.5	0.4
07/10/2010	21/10/2010	24.13	1.7	23.8	1.7
21/10/2010	07/11/2010	18.68	1.1	15.4	0.9
07/11/2010	31/12/2010	16.41	0.3	29.6	0.5
Total		1030.48	3.9	734.3	2.4

2011		Penman (mm)	mm/día	Evap. Tanque (mm)	mm/día
31/12/2010	12/03/2011	67.51	1.0	71.6	1.0
12/03/2011	18/03/2011	14.11	2.4	10.7	1.8
18/03/2011	30/03/2011	23.75	2.0	20.7	1.7
30/03/2011	14/04/2011	52.31	3.5	34.4	2.3
14/04/2011	27/04/2011	43.09	3.3	29.5	2.3
27/04/2011	12/05/2011	62.89	4.2	53	3.5
12/05/2011	09/06/2011	135.29	4.8	100.8	3.6
Total		399	3	320.7	2.3

Si se compara la evaporación calculada por los dos métodos con la precipitación obtenida para el mismo periodo, se observa que en ambos casos la evaporación es mayor que la precipitación (Tabla 4.5). En el caso de la evaporación calculada a partir de Penman ésta es un 45% mayor que la precipitación mientras que la obtenida a partir del tanque es un 18% mayor.

Tabla 4.5. Comparativa entre los valores de evaporación obtenidos a partir del tanque de evaporación y de Penman frente a la precipitación en el mismo periodo (8 de mayo 2009 al 9 de junio de 2011).

	Precipitación (mm)	Evaporación (mm)	
		Tanque	Penman
2009	353.4	476.2	812
2010	624.5	734.3	1030.48
2011	275.5	320.7	399
Total	1253.4	1531.2	2241.48

En el caso de un correcto funcionamiento del tanque de evaporación los datos obtenidos se ajustarían mejor a las condiciones reales de las Lagunas de Estaña. En este caso, los resultados no han sido tan satisfactorios como se esperaba debido tanto a la ausencia de algunos datos como a su incertidumbre. Por este motivo, en lugar de tener un dato de evaporación diario a partir del tanque (óptimo para elaborar el balance hídrico en ambas lagunas) se tiene un valor medio diario para cada periodo (Tabla 4.2 y Figura 4.14). La ecuación de Penman se ha resuelto con las variables climáticas obtenidas en la estación meteorológica de Estaña, por lo que se considera que sus resultados son una buena aproximación a la realidad. Así pues, se ha decidido considerar en el balance hídrico tanto los datos de evaporación diarios obtenidos a partir de la formula semiempírica de Penman como los valores medios diarios obtenidos a partir del tanque, de manera que se pueden establecer dos balances en función de la tasa de evaporación. El volumen de evaporación directa desde la superficie de las lagunas obtenido mediante la aplicación de la ecuación de Penman ha sido de 343304 m³ en la Laguna Grande y 37771 m³ en la Laguna Pequeña, mientras que el volumen obtenido a partir de los datos del tanque ha sido de 234783 m³ y 25282 m³, respectivamente. La discusión sobre estos resultados se tratará en el apartado 4.4.

4.2. EVALUACIÓN DE LA RECARGA

La infiltración de agua de lluvia constituye la principal entrada de agua al sistema. La recarga en el entorno de la Laguna de Estaña se ha evaluado mediante la aplicación de dos métodos independientes: método hidrológico (balance de agua en el suelo) y método químico (balance de cloruros).

El balance de agua en el suelo se ha realizado mediante la utilización de la hoja de cálculo Easy_bal v.3 (FCIHS, 2008), que estima el balance diario de agua en el suelo a partir de datos diarios de precipitación y temperatura, y proporciona valores de recarga y ETR a partir del cálculo de la ETP mediante el método de Thornwhite. Para la realización de dicho balance se definen los posibles límites de la cuenca subterránea, obteniendo una extensión y distribución similar a la cuenca superficial. Además, se realiza una zonificación del área de recarga (masa forestal, cebada de invierno y campos en barbecho) a partir del mapa de usos del suelo elaborado por López Vicente (2007). Las series de precipitación y temperatura (1988-2010) se han obtenido a partir de la estación meteorológica de Benabarre completada con los datos de la estación meteorológica de Estaña. Los parámetros del suelo (capacidad de campo, punto de marchitez permanente y espesor del suelo) se obtienen de la información previa disponible (López Vicente, 2007) mientras que el valor de laminación se ha obtenido mediante la aplicación del método del número de curva (Ferrér et. al., 1995)

El método químico utilizado corresponde a un balance de cloruros en estado estacionario, lo que proporciona una estimación del valor medio multianual. Para ello se supone que el aporte de cloruros tomados del suelo o aportados de forma artificial es nulo y que la retención de cloruros por parte de la vegetación es igual a la liberación de los mismos al morir dicha vegetación. Además, no se tiene en cuenta la existencia de escorrentía superficial por considerarse poco significativa. Para la aplicación de este método se ha tenido en cuenta tanto el valor promedio como la desviación (incertidumbre) asociada para cada uno de los términos considerandos en el balance.

4.2.1 BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

Para la realización del balance de agua en el suelo, inicialmente se han definido los posibles límites de la cuenca subterránea vertiente hacia las Lagunas de Estaña. Para ello se ha tenido en cuenta toda la información geológica, geofísica y piezométrica presentada en capítulos anteriores. En la Figura 4.15 se presentan los

posibles límites de la cuenca subterránea supuesta (línea verde discontinua) comparándola con la cuenca superficial (línea azul continua). El límite norte de la cuenca subterránea corresponde a un contacto litológico como consecuencia de un retrocabalgamiento que pone en contacto los materiales carbonatados de las Sierras Marginales con los conglomerados oligocenos de la cuenca de Graus. El límite NO se establece en un contacto litológico entre los materiales evaporíticos arcillosos y carbonatados triásicos, mas allá del límite marcado por la cuenca superficial. En la zona SO el límite parece más evidente, dado que además de existir un contacto litológico del mismo tipo que en la zona NO, este coincide con una divisoria de aguas subterráneas detectada a partir tanto de las campañas geofísicas realizadas como de la diferencia de cota piezométrica existente entre el piezómetro S1 y el resto de piezómetros. En los límites S y E se considera la existencia de una divisoria de aguas subterráneas aproximadamente coincidente con la cuenca superficial, a excepción de la zona SE. En este sector, los cortes geológicos e hidrogeológicos parecen indicar una extensión de la zona saturada más allá de la divisoria de agua superficial, lo que unido a la presencia de manantiales permanentes (Fuente Cravera, Fuente de la Balsa, Fuente Higuera y Fuente del Prat) se interpreta como posiblemente debido a la existencia en esta zona de un límite abierto, con un flujo subterráneo hacia el Río Noguera Ribagorzana, principal zona de descarga a nivel regional.

A pesar de las incertidumbres comentadas, la extensión total de la cuenca subterránea parece ser similar y prácticamente coincidente con la cuenca superficial, lo que unido al hecho de que la extensión y distribución de gran parte de la información previa disponible (usos y parámetros del suelo) se encuentre referida a la cuenca superficial, ha llevado a aplicar el balance de agua en el suelo para dicha superficie. No obstante, a partir de los datos de recarga promedio obtenidos en este balance se ha estimado posteriormente la recarga que se produciría teniendo en cuenta la extensión de la cuenca subterránea.

A continuación se presenta la metodología adoptada para la realización del balance de agua en el suelo.

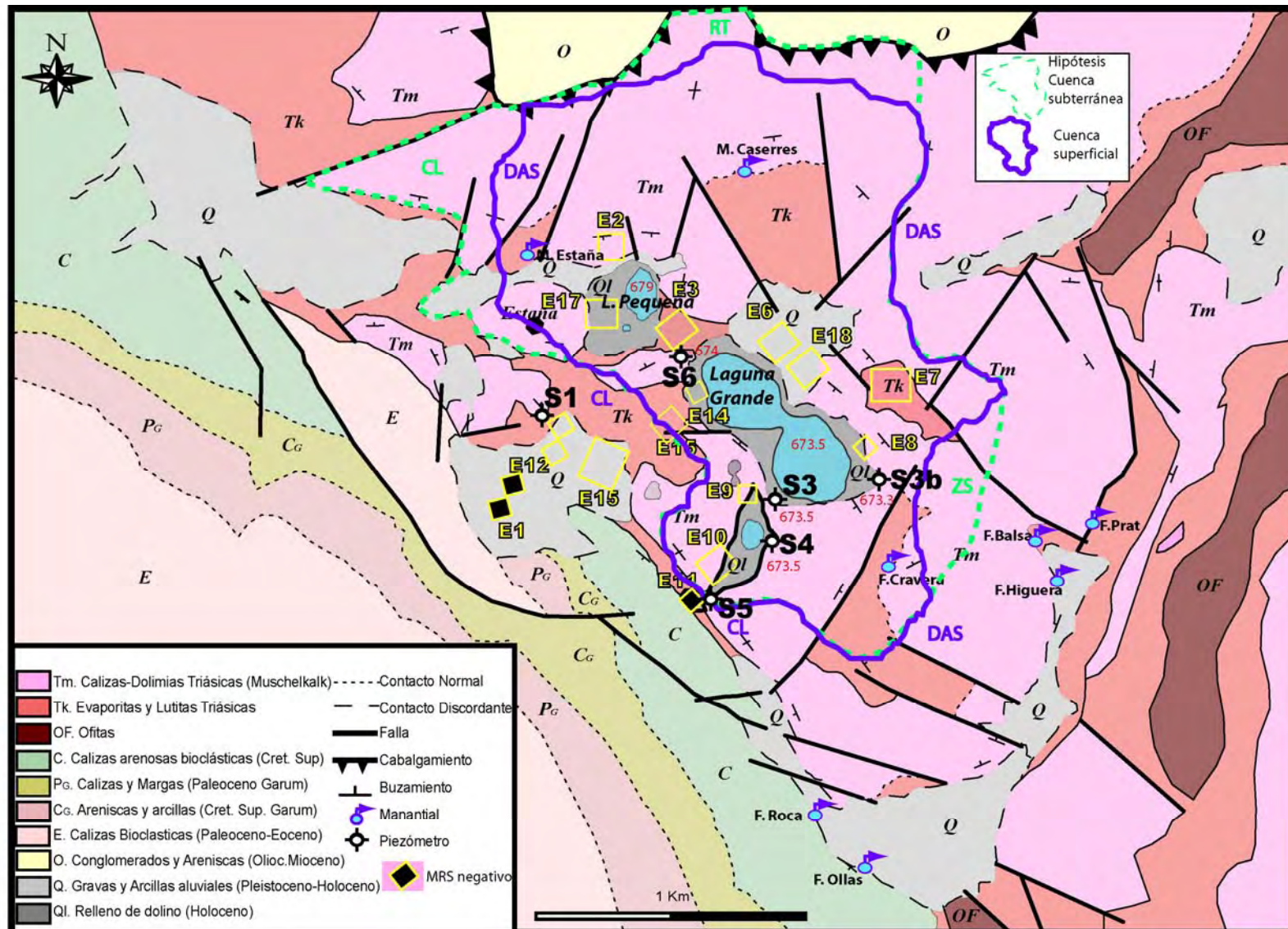


Figura 4.15. Mapa geológico de la zona de Laguna Grande, mostrando las unidades geológicas, fallas, contactos, y manantiales. El mapa incluye una leyenda, una brújula y una escala de 1 Km.

Dentro de la cuenca, se ha tenido en cuenta la superficie susceptible de infiltración correspondiente a los afloramientos de rocas carbonatadas de las Facies Muschelkalk. Por este motivo, el área de aplicación ha quedado reducida a la superficie correspondiente a los afloramientos del Muschelkalk carbonatado y del Cuaternario. Se ha partido de una superficie total de unos 2,5 km² en la que no se ha considerado la superficie correspondiente a los afloramientos de rocas evaporítico-arcillosas del Triásico medio y superior, por considerarse poco permeables. De esta forma, se obtiene una superficie de recarga de unos 1,8 km² (Figura 4.16).

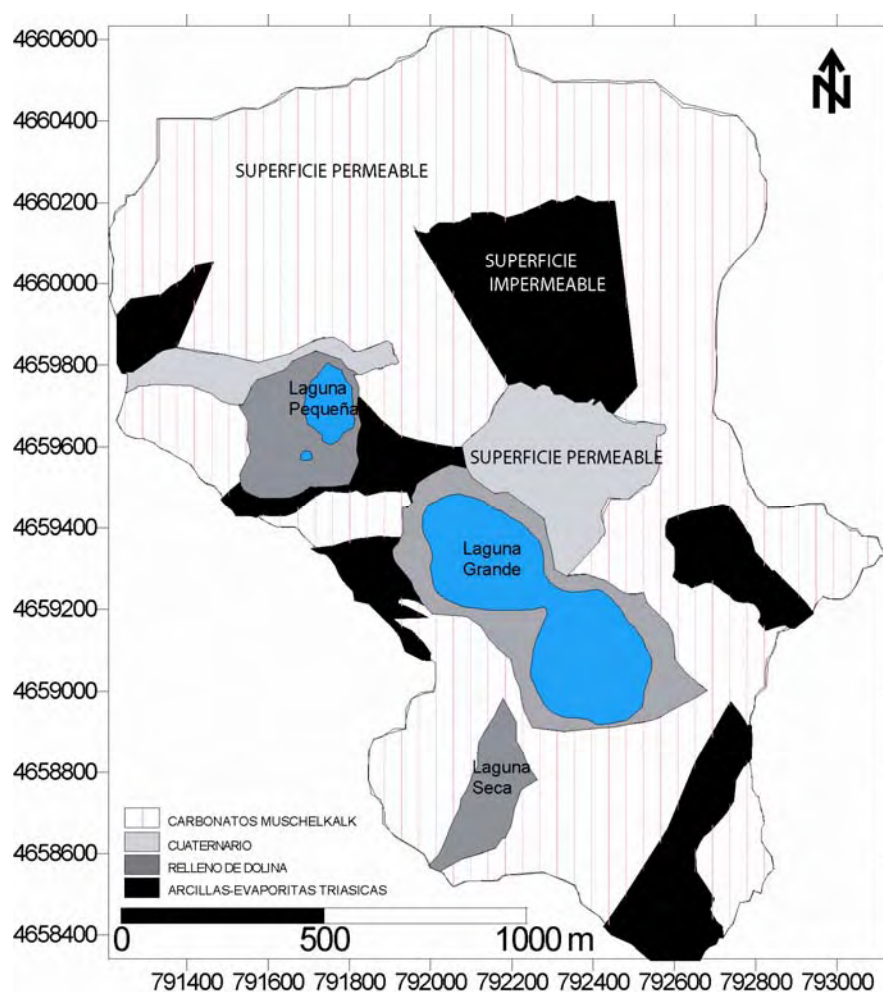


Figura 4.16. Mapa geológico simplificado de la cuenca de Estaña donde se indican las zonas susceptibles de infiltración (carbonatos del Muschelkalk y Cuaternario), así como las zonas poco permeables arcillas y evaporitas del Triásico medio y superior).

Una vez definida la superficie de infiltración se ha realizado una zonificación en función del mapa de usos del suelo elaborado por López-Vicente (2007). Este define 17 usos del suelo, 7 de origen antrópico (urbano y asfalto, camino de tierra, cebada de invierno, pastos, olivos y almendras, campos abandonados antiguos y campos

abandonados recientes) y 12 cubiertas vegetales (suelo desnudo, canchal, pinar, bosque de quejigo, bosque mediterráneo denso, bosque mediterráneo abierto, arbusto denso, arbusto disperso, chopera y vegetación de ribera). Dichos usos, a su vez, se han agrupado en cuatro principales, coincidiendo con los usos definidos por el Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU (SCS; <http://www.scs.nsw.gov.au/>) para poder calcular el valor de la laminación mediante el método de curva. Los cuatro tipos finalmente considerados son: a) masa forestal (incluye pinar, quejigo, bosque denso y abierto, arbusto denso y disperso, chopo, olivo y almendro), b) cebada de invierno, c) campos en barbecho (incluye campos abandonados, canchal, pasto, suelo desnudo y camino) y d) zona impermeable (afloramiento de arcillas, suelo urbano y asfalto). Del total de la superficie susceptible de infiltración (1,8 km² si no tenemos en cuenta el tipo d) el 57% corresponde a masa forestal, el 29% a cebada de invierno y el 14% a campos en barbecho. Esta zonificación se ha digitalizado mediante el programa Surfer 7.0 (Golden Software, 1999), lo que ha permitido calcular el área que supone cada porcentaje asignado. De los 1,8 km² totales, 1,026 km² corresponden a masa forestal, 0,522 km² a cebada de invierno y 0,252 km² a campos en barbecho (Figura 4.17).

Una vez definidos los tres usos principales del suelo es necesario asignarles los parámetros característicos asociados a cada tipo de suelo (capacidad de campo, punto de marchitez permanente, espesor de suelo y laminación) necesarios para el cálculo del balance de agua en el suelo. Estos parámetros se encuentran caracterizados en López-Vicente (2007) donde se obtuvo un mapa de tipos de suelo muy detallado siguiendo la clasificación de suelos de la Organización de Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO, 1998). Dicho mapa muestra una gran diversidad de tipos, siendo los Calcisoles y Leptosoles los suelos predominantes, ocupando el 64% del total del área de estudio. Los Regosoles gypsicos ocupan un 20% de la superficie total, mientras que los Gleysoles, Gypsisoles y Regosoles háplicos cubren el 4, 7 y 5% restante respectivamente (Figura 4.18). La presencia de Gleysoles se debe a la proximidad del nivel freático a la superficie del suelo, por lo que estos suelos se desarrollan en las proximidades de los lagos (López-Vicente 2007). En la tabla 4.6 se recogen los valores de los principales parámetros del suelo asociados a cada uno de ellos (capacidad de campo, punto de marchitez permanente y profundidad del suelo).

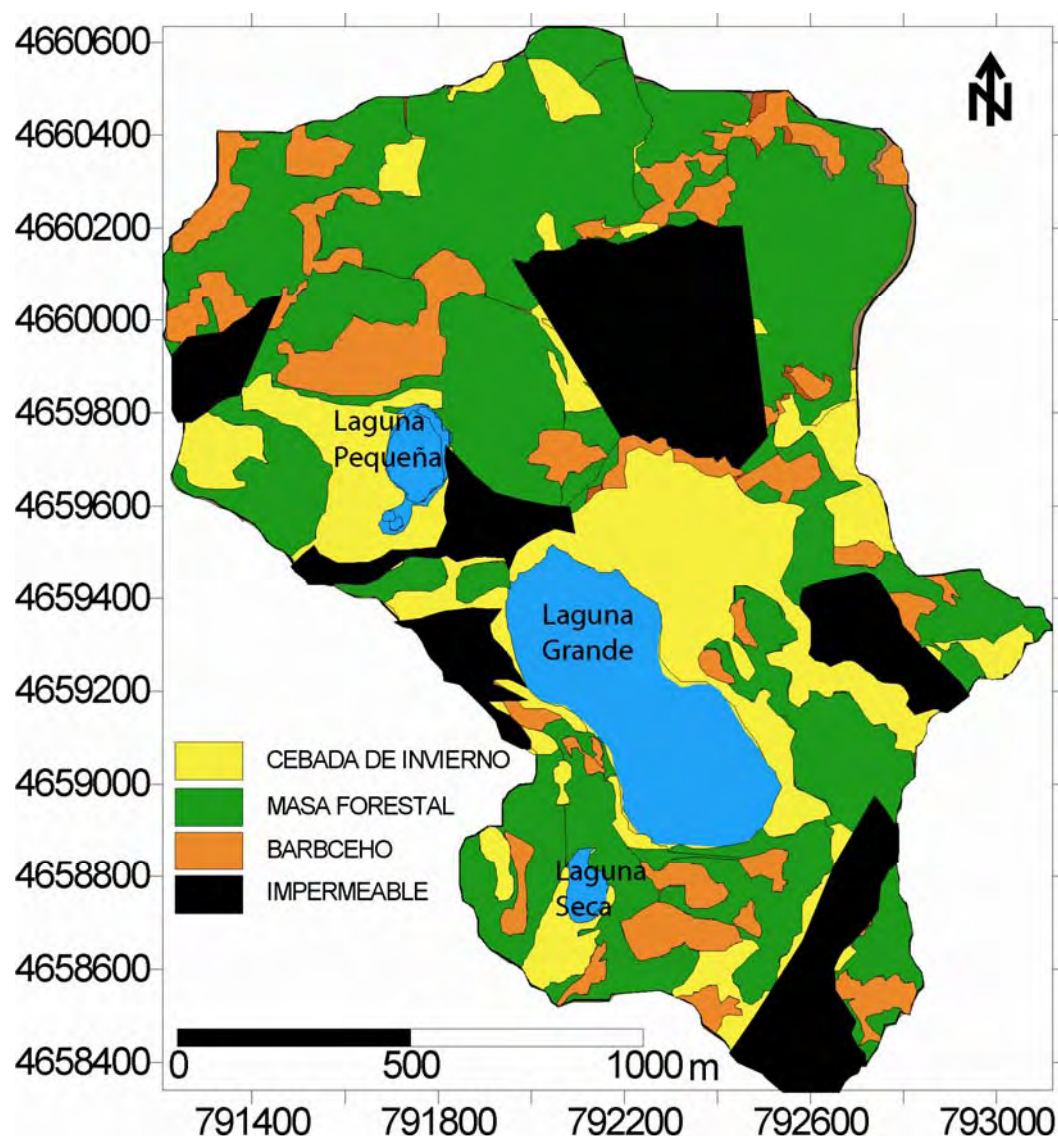


Figura 4.17. Mapa de usos del suelo donde se observan los cuatro tipos (cebada de invierno, masa forestal, barbecho y zona impermeable).

Tabla 4.6. Valores promedio de los parámetros del suelo en la Cuenca de Estaña (tomados de López-Vicente, 2007). (Cc: capacidad de campo; PMP: punto de marchitez permanente; Es: espesor de suelo).

	Cc (%)	Cc Promedio (%)	PMP (%)	PMP Promedio (%)	Es (cm)	Es Promedio (cm)
CALCISOL	27.9 - 35.9	32.1	10.2 - 20.9	15.9	19 - 35.5	28
LEPTOSOL	34.1 - 40.5	35	14.7 - 21.8	17.85	17.4 - 31.4	21
REGOSOL GYPISCO	36.6 - 42.8	39.1	20.4 - 24.1	21.7	20.8 - 50	27.8
REGOSOL HAPLICO	32.9 - 33.6	33.25	15.5 - 18.5	17	30.3 a 33.1	31.7
GYPISOL	28.2 - 36	32.1	14.9 - 21.3	18.1	32 - 32.7	32.35
GLEYSOL	30.3 - 34.4	32.35	16.5 - 17.2	16.85	32 - 50	41

A partir de la superposición de los mapas de uso del suelo (Figura 4.17) y de tipo de suelo (Figura 4.18) se obtiene un nuevo mapa (Figura 4.19) en el que la masa forestal corresponde fundamentalmente con los principales tipos de suelo (Calcisoles y Leptosoles). La cebada de invierno corresponde fundamentalmente con Calcisoles y

Regosoles gypsicos, mientras que los campos en barbecho se desarrollan tanto sobre Leptosoles como sobre Calcisoles y Regosoles Hápticos. Por otro lado, se ha observado que sobre los materiales poco permeables correspondientes a los materiales evaporítico-arcillosos triásicos, se localizan principalmente Gypsisoles, mientras que en el entorno saturado de las lagunas predominan los Gleysoles.

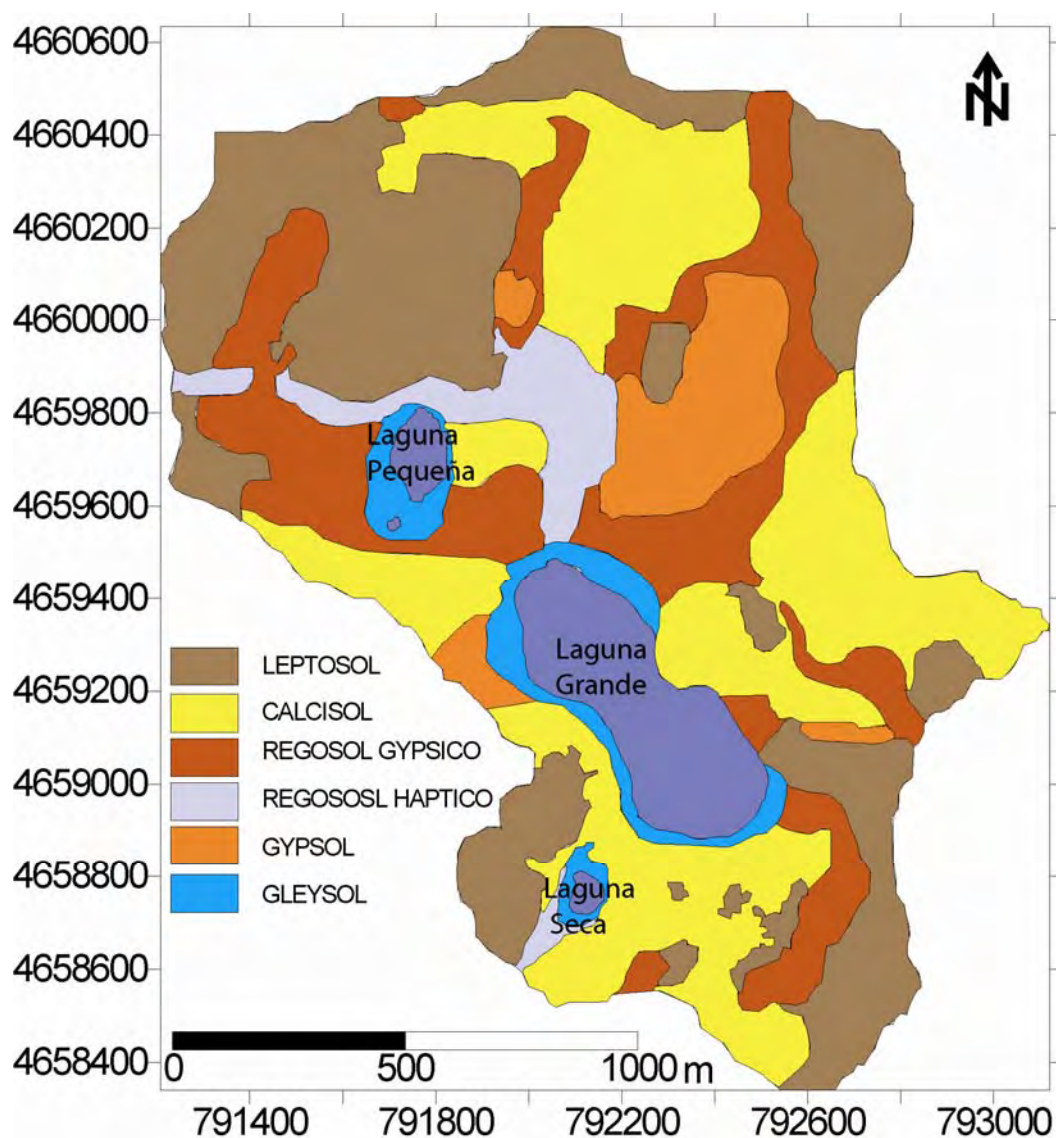


Figura 4.18. Mapa de tipos de suelo según la FAO (1998) en la Cuenca de Estaña (modificado de López-Vicente 2007)

Teniendo en cuenta esta correlación entre usos y tipos del suelo se obtienen los parámetros del suelo correspondientes a la cuenca de Estaña (tabla 4.7).

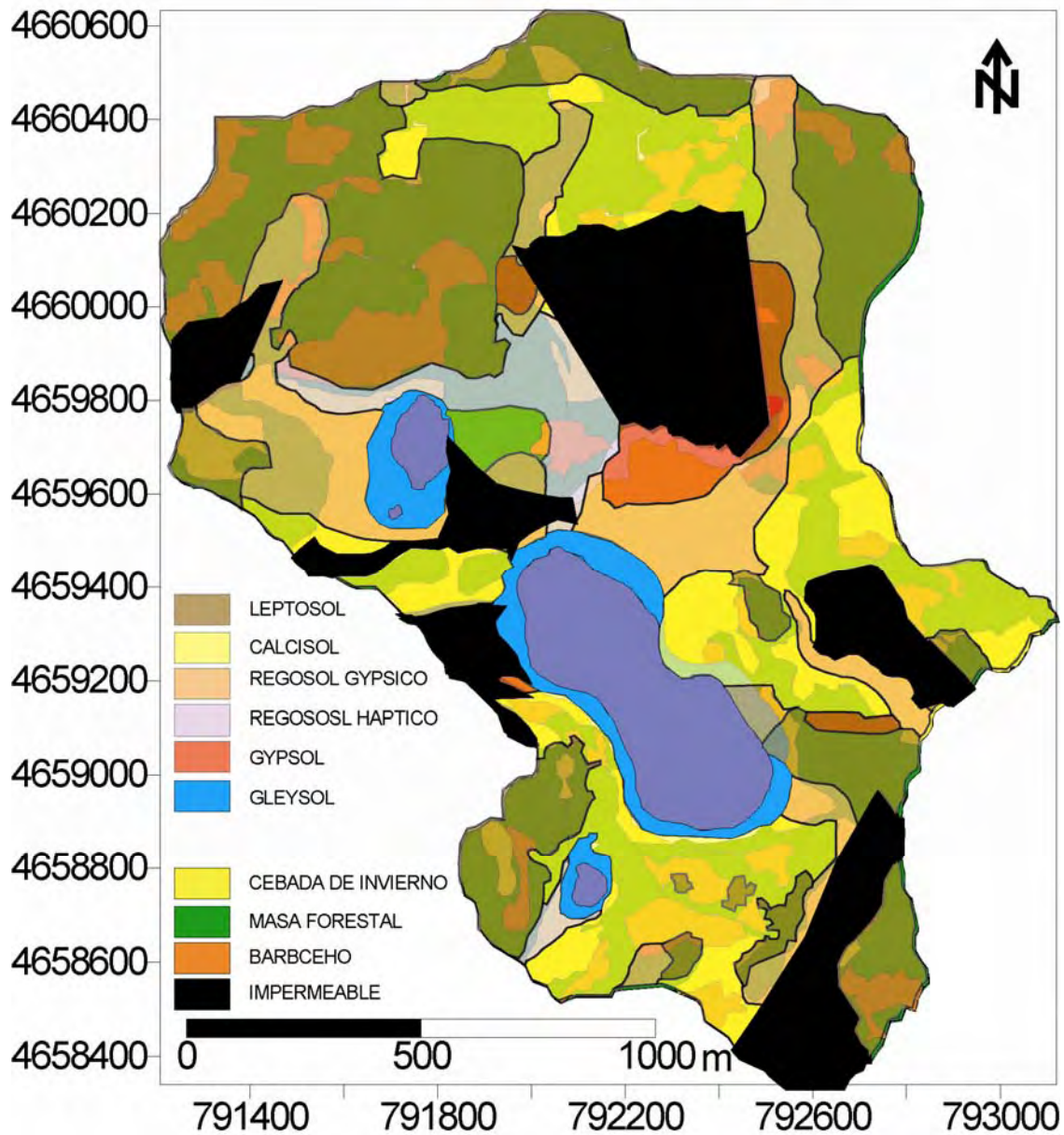


Figura 4.19. Superposición del mapa de tipo de suelo (FAO, 1988) sobre el mapa de usos del suelo definidos para la cuenca de Estaña.

Tabla 4.7. Valores de capacidad de campo y punto de marchitez permanente promedio asociados a cada uso de suelo en función del tipo de suelo considerado.

		% Aproximado	Cc Promedio (%)		Pmp Promedio (%)	
MASA FORESTAL	CALCISOL	45	32.1		15.9	
	LEPTOSOL	40	35		17.85	
	REGOSOL GYPISCO	10	39.1		21.7	
	REGOSOL HAPTICO	5	33.25	34.02	17	17.32
CEBADA INVIERNO	REGOSOL GYPISCO	50	39.1		21.7	
	CALCISOL	35	32.1		15.9	
	LEPTOSOL	15	35	36.04	17.85	19.09
BARBECHO	LEPTOSOL	45	35		17.85	
	CALCISOL	40	32.1		15.9	
	REGOSOL HAPTICO	15	33.25	33.58	17	16.94

El espesor del suelo es otro parámetro fundamental para el cálculo del balance de agua en el suelo, debido a sus implicaciones hidrológicas en la conductividad hidráulica, capacidad de retención de agua en el suelo, evapotranspiración real, así como de generación de escorrentía (Sanchez, 1975; Custodio y Llamas, 1983; Samper et al. 1999; López-Vicente, 2007). Determinar este parámetro es complicado debido a la gran variabilidad espacial y antropización de los suelos mediterráneos. Pese a ello, se dispone de un mapa de espesores del suelo para la cuenca de Estaña realizado por López-Vicente (2007) (Figura 4.20). Según dicho mapa, los Leptosoles presentan una menor profundidad (entre 10 y 40 cm), mientras que los Calcisoles varían entre 10 y 45 cm de profundidad. Por otro lado, tanto Regosoles Gypsicos como Háplicos varían entre 10 y 45 cm, predominando espesores por encima de los 25 cm.

A partir de estos valores, se han obtenido profundidades promedio en función de los usos del suelo anteriormente definidos (masa forestal, cebada de invierno y barbecho), ya que el uso del suelo condiciona directamente la profundidad del mismo. De esta forma, por ejemplo, un Leptosol desarrollado bajo una masa forestal tendrá menor profundidad que un Leptosol desarrollado bajo cebada de invierno. La cebada de invierno presenta mayores profundidades de suelo (entre 40 y 45 cm), mientras que en la masa forestal se observan profundidades entre 10 y 20 cm, pese a desarrollarse ambos en Leptosoles y Calcisoles principalmente. Por otro lado, las zonas de barbecho presentan profundidades intermedias (entre 20 y 30 cm). A partir de la superposición del mapa de usos del suelo (Figura 4.17) y el mapa de espesores de suelo (Figura 4.20) se obtienen los rangos y promedios de espesor para las zonas de recarga anteriormente comentadas (Tabla 4.8).

El valor de laminación (valor de lluvia a partir del cual se produce escorrentía superficial) se ha obtenido mediante el método del número de curva. El número de curva es el parámetro hidrológico que utiliza el método del U.S. Soil Conservation Service (SCS) para el cálculo de la escorrentía (McCuen, 1982). La metodología que se ha seguido es la que se muestra en Ferrer et al. (1995).

Desde que comienza la lluvia hasta que se inicia la escorrentía superficial, el suelo absorbe agua hasta un límite P_0 (umbral de escorrentía). La metodología del cálculo del número de curva se utiliza para cuantificar ese umbral (Témez, 1978; Ferrer et al. 2005).

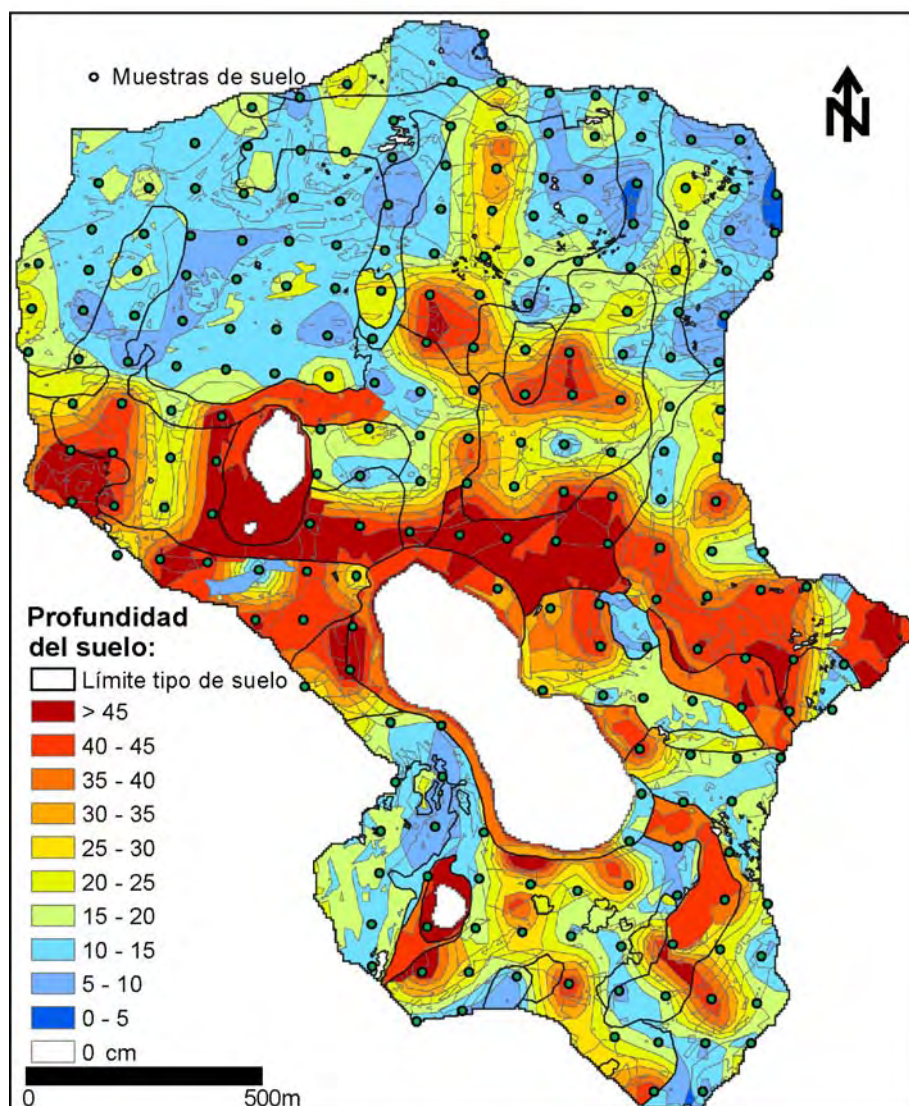


Figura 4.20. Espesor del suelo en la cuenca de Estaña (Tomado de López-Vicente 2007)

Tabla 4.8. Rangos y promedios de espesor del suelo para las zonas de recarga.

	Profundidades (cm)	Promedio (cm)
MASA FORESTAL	10 a 20	15
CEBADA INVIERNO	40 a 45	43
BARBECHO	20 a 30	25

El valor que se obtiene depende del uso del suelo, de las características hidrológicas del mismo, pendiente del terreno, grado de humedad y tipo de suelo. Estas variables se reclasifican en las categorías que propone Témez (1991) y a cada categoría le corresponde un número primo. Acorde con la metodología seguida por Ferrer et al (1995), conociendo el producto de esos números primos se sabe cual es la combinación de variables y se asigna un número de curva, que se relaciona a su vez con el umbral de escorrentía correspondiente mediante la expresión:

$$CN = 5000/(50-P_0)$$

Donde:

P_0 es umbral de escorrentía o laminación (mm)

CN es el número de curva

A continuación se resume el proceso seguido para determinar cada una de las variables que intervienen en la determinación del valor de la laminación:

a) Cálculo de pendientes del terreno:

Según las categorías de Témez (1991) la pendiente puede ser $\geq 3\%$ o $< 3\%$. A partir del Modelo de Elevación Digital (MDE) corregido con una resolución de 5x5 m de tamaño de pixel, para la cuenca de Estaña se obtuvo un mapa de pendientes (López_Vicente, 2007) en el que se observa una pendiente $\geq 3\%$ para toda la cuenca (Figura 4.21)

b) Características hidrológicas:

Hace referencia a la forma de cultivar la tierra, es decir, siguiendo las curvas de nivel (N) o siguiendo las líneas de máxima pendiente (R). En el área de Estaña se ha observado que, en general, al tratarse de cultivos aterrazados se siguen las curvas de nivel por lo que se le ha asignado el parámetro N.

c) Tipos de suelo:

De los estudios previamente comentados se obtienen cinco tipos según la FAO (Regosol, Leptosol, Gleysol, Gypsisol y Calcisol). Estos tipos se han reclasificado en cuatro grupos según las clases del Soil Conservation Service (SCS): A, B, C y D (Ferrér et. al. 1995), cuya correspondencia con la clasificación de la FAO para la Cuenca de Estaña se muestra en la tabla 4.9.

Tabla 4.9. Correspondencia entre tipos de suelo definidos por la FAO (1998) y por la SCS (1989)

FAO (1998)	SCS (1989)
REGOSOL	A
LEPTOSOL	B
GLEYSOL	C
GYPSISOL, CALCISOL	D

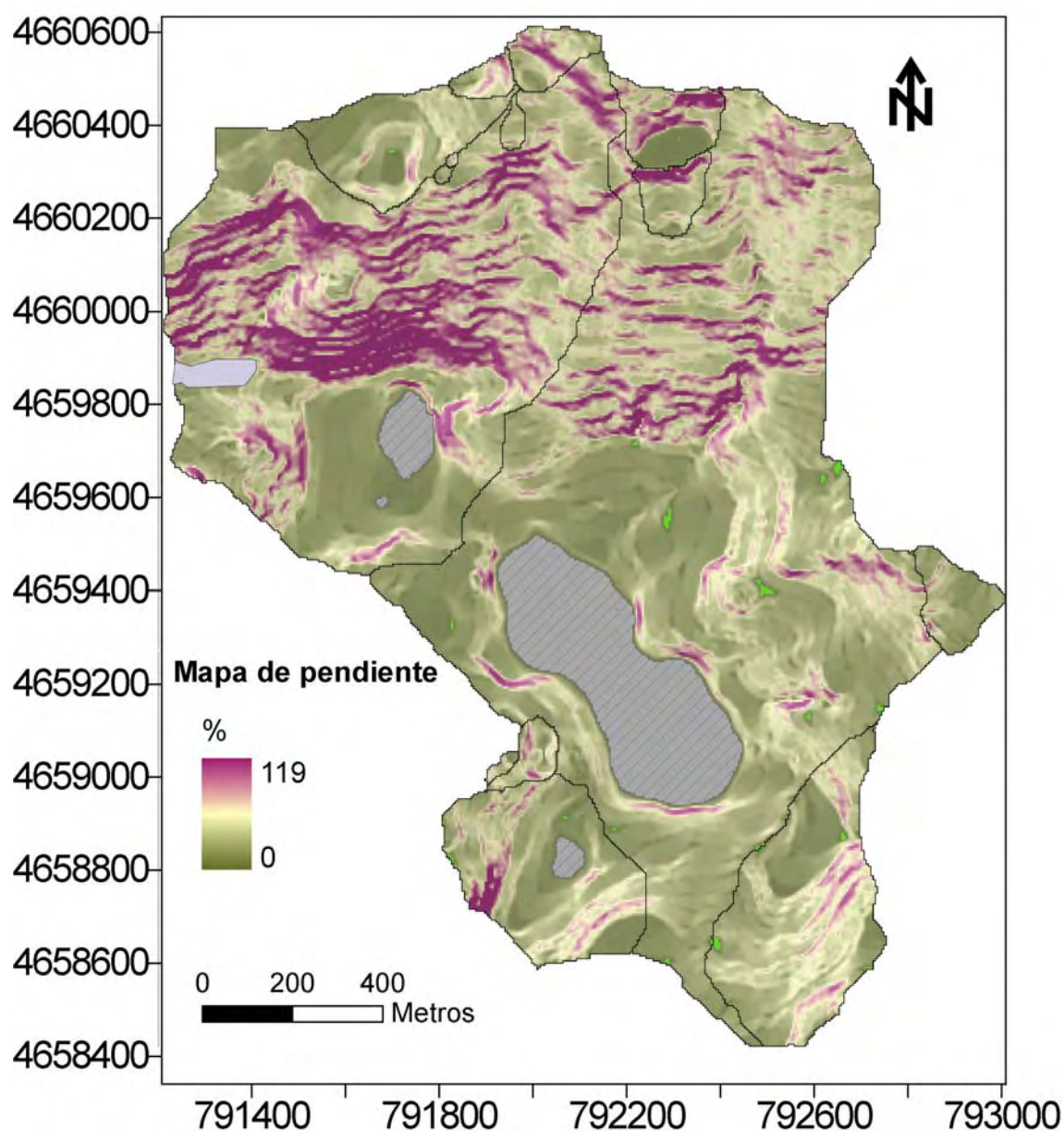


Figura 4.21. Pendiente del terreno obtenida a partir del MDE en la cuenca de Estaña (Tomado de López-Vicente 2007)

d) Usos del suelo:

Se ha obtenido un mapa de usos del suelo con la leyenda del SCS (Figura 4.16) teniendo en cuenta los usos establecidos para la cuenca de Estaña (masa forestal media, cebada de invierno, barbecho y zonas impermeables)

e) Número de curva

A cada una de las variables que intervienen en la obtención del número de curva se le asigna un número primo, considerando que la característica hidrológica es única. Dada la singularidad de los números primos, el producto de ellos siempre dará un número diferente (Ferrer et al, 1995). Los valores del número de curva pueden

verse modificados según sean las condiciones de humedad del suelo anteriores al evento estudiado. Los valores presentados en la tabla 4.10 corresponden a una humedad media y son los utilizados para la cuenca de Estaña.

Tabla 4.10. Número de curva para condiciones medias de humedad en función del uso del suelo, pendiente y tipo de suelo (Ferrer et al. 1995).

USO DE LA TIERRA	PENDIENTE	A	B	C	D
Barbecho R	≥ 3	77	68	89	93
Barbecho N	≥ 3	74	82	86	89
Barbecho R/N	< 3	71	78	82	86
Cultivos en hilera R	≥ 3	69	79	86	89
Cultivos en hilera N	≥ 3	67	76	82	86
Cultivos en hilera R/N	< 3	64	73	78	82
Cereales de invierno R	≥ 3	63	75	83	86
Cereales de invierno N	≥ 3	61	73	81	83
Cereales de invierno R/N	< 3	59	70	78	81
Rotación de cultivos pobres R	≥ 3	66	77	85	89
Rotación de cultivos pobres N	≥ 3	64	75	82	86
Rotación de cultivos pobres R/N	< 3	63	73	79	83
Rotación de cultivos densos R	≥ 3	58	71	81	85
Rotación de cultivos densos N	≥ 3	54	69	78	82
Rotación de cultivos densos R/N	< 3	52	67	76	79
Pradera pobre	≥ 3	68	78	86	89
Pradera media	≥ 3	49	69	78	85
Pradera buena	≥ 3	42	60	74	79
Pradera muy buena	≥ 3	39	55	69	77
Pradera pobre	< 3	46	67	81	88
Pradera media	< 3	39	59	75	83
Pradera buena	< 3	29	48	69	78
Pradera muy buena	< 3	17	33	67	76
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal pobre	≥ 3	45	66	77	83
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal media	≥ 3	39	60	73	78
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal buena	≥ 3	33	54	69	77
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal pobre	< 3	40	60	73	78
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal media	< 3	35	54	69	77
Plantaciones regulares de aprovechamiento forestal buena	< 3	25	50	67	76
Masa forestal (bosques, monte bajo, ...) muy clara		56	75	86	91
Masa forestal (bosques, monte bajo, ...) clara		46	68	78	83
Masa forestal (bosques, monte bajo, ...) media		40	60	69	76
Masa forestal (bosques, monte bajo, ...) espesa		36	52	62	69
Masa forestal (bosques, monte bajo, ...) muy espesa		29	44	54	60
Rocas permeables	≥ 3	94	94	94	94
Rocas permeables	< 3	91	91	91	91
Rocas impermeables	≥ 3	96	96	96	96
Rocas impermeables	< 3	93	93	93	93

A partir del número de curva se ha obtenido un rango de valores de laminación (P_0) para cada uso del suelo (Tabla 4.11).

Tabla 4.11. Valores promedio de laminación (P₀) en función del uso del suelo.

	Masa forestal	Cebada de invierno	Barbecho
Pendiente	≥ 3%	≥ 3%	≥ 3%
Tipo de Suelo (Predominate)	B (85%) A (15%)	A(50%) B(50%)	B(85%) A (15%)
Uso del suelo	Masa forestal media	Cereal invierno N	Barbecho
Número de Curva	60 a 40	61 a 73	82 a 74
P₀ ==> CN = 5000/(50-P₀)	33 a 75	32 a 18	11 a 18
P₀ Promedio	39	25	12

El valor de laminación (P₀) obtenido en la cuenca de Estaña oscila entre 11 y 75 mm. Los valores máximos están relacionados con un tipo de suelo A, mientras que los menores corresponden a zonas de barbecho, ya que se desarrollan sobre suelos de tipo Calcisol o Leptosol donde la infiltración es muy baja. Los valores de laminación más elevados corresponden a las zonas de masa forestal, también sobre suelos de tipo Calcisol y Leptosol, con una mayor capacidad de infiltración. El dato de laminación promediado resultante varía entre 12 y 39 mm, con un promedio de 25 mm. Estos valores indican un terreno con una capacidad media de infiltración.

Con todos los parámetros del suelo obtenidos (Tabla 4.12), se ha realizado el balance de agua en el suelo en función de los principales tipos definidos (masa forestal, cebada de invierno y barbecho) para el periodo 1988-2010. Los valores de punto de marchitez permanente, capacidad de campo y espesor de suelo se han obtenido a partir de trabajos previos (López-Vicente, 2007). El valor de laminación se ha calculado mediante la aplicación del número de curva (según Ferrer et al. 1995). Por otro lado, la serie de precipitación y temperatura diaria utilizada ha sido la de la estación meteorológica de Benabarre, con unos valores promedio de 629 mm/año y 12,8 °C respectivamente, mientras que los valores de ETP los calcula la propia hoja de cálculo Easy_Bal v 3.0 mediante el método de Thornwhite, con un promedio de 780 mm/año. Teniendo en cuenta los tipos de suelo definidos en la Cuenca de Estaña se han realizado tres subbalances, masa forestal (57% del área de recarga), cebada de invierno (29%) y barbecho (14%).

Tabla 4.12. Parámetros del suelo utilizados en función de los principales tipos definidos

	Masa Forestal	Cebada	Barbecho
Capacidad de Campo (volumen en %)	0.34	0.36	0.33
Humedad Inicial (volumen en %)	0.17	0.19	0.17
Espesor suelo (m)	0.15	0.43	0.25
Punto de Marchitez Permanente	0.170	0.190	0.170
Valor de Laminación (mm)	39	25	12
Reserva Útil (mm)	25.50	73.10	40.00

Los resultados obtenidos pueden observarse en la tabla 4.13 y figura 4.22.

Tabla 4.13. Precipitación, ETR escorrentía superficial y recarga anual obtenida teniendo en cuenta el porcentaje y los parámetros del suelo correspondientes a masa forestal, cebada de invierno y barbecho durante el periodo 1988-2010.

Año	Lluvia	ETP	SUPERFICIE TOTAL (1.8 km ²)								
			ETR Total			Escorrentía Total			Recarga Total		
	mm/año	mm/año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año
1988	732.3	776.95	219.53	29.98	0.40	310.71	42.43	0.56	202.06	27.59	0.36
1989	568.6	809.53	275.83	48.51	0.50	174.02	30.60	0.31	118.75	20.88	0.21
1990	661.8	809.12	266.03	40.20	0.48	285.75	43.18	0.51	110.02	16.62	0.20
1991	494.7	792.92	253.76	51.30	0.46	118.68	23.99	0.21	122.26	24.71	0.22
1992	817.6	773.35	310.38	37.96	0.56	292.04	35.72	0.53	215.18	26.32	0.39
1993	518.2	753.05	263.50	50.85	0.47	119.80	23.12	0.22	134.89	26.03	0.24
1994	641.8	821.56	230.59	35.93	0.42	260.49	40.59	0.47	150.71	23.48	0.27
1995	500.8	799.69	246.50	49.22	0.44	129.15	25.79	0.23	125.15	24.99	0.23
1996	966.2	782.04	309.82	32.07	0.56	338.05	34.99	0.61	318.33	32.95	0.57
1997	761.2	802.16	257.39	33.81	0.46	273.11	35.88	0.49	230.70	30.31	0.42
1998	471.5	783.36	250.11	53.05	0.45	127.64	27.07	0.23	93.75	19.88	0.17
1999	778.1	798.40	286.70	36.85	0.52	313.06	40.23	0.56	178.34	22.92	0.32
2000	665.3	806.85	220.77	33.18	0.40	244.04	36.68	0.44	200.48	30.13	0.36
2001	609	805.15	245.55	40.32	0.44	210.61	34.58	0.38	152.84	25.10	0.28
2002	673.8	807.09	311.13	46.17	0.56	250.40	37.16	0.45	112.27	16.66	0.20
2003	902.9	845.24	299.64	33.19	0.54	274.75	30.43	0.49	328.51	36.38	0.59
2004	420.8	779.59	276.87	65.80	0.50	59.35	14.10	0.11	84.58	20.10	0.15
2005	446.5	810.40	245.87	55.07	0.44	149.18	33.41	0.27	51.45	11.52	0.09
2006	451	839.44	260.44	57.75	0.47	114.58	25.41	0.21	75.97	16.85	0.14
2007	398.2	793.58	236.33	59.35	0.43	110.11	27.65	0.20	51.76	13.00	0.09
2008	754	760.25	273.72	36.30	0.49	277.70	36.83	0.50	202.58	26.87	0.36
2009	595.2	795.82	276.45	46.45	0.50	113.13	19.01	0.20	205.63	34.55	0.37
2010	650.5	840.73	298.00	45.81	0.54	193.41	29.73	0.35	159.09	24.46	0.29
Promedio	629.57	799.4	265.87	44.31	0.48	206.08	31.68	0.37	157.62	24.01	0.28
Máximo	966.2	845.24	311.13	65.8	0.56	338.05	43.18	0.61	328.51	36.38	0.59
Mínimo	398.2	753.05	219.53	29.98	0.4	59.35	14.1	0.11	51.45	11.52	0.09
Desviación típica	155.75	23.63	27.76	9.95	0.05	83.56	7.56	0.15	73.71	6.52	0.13

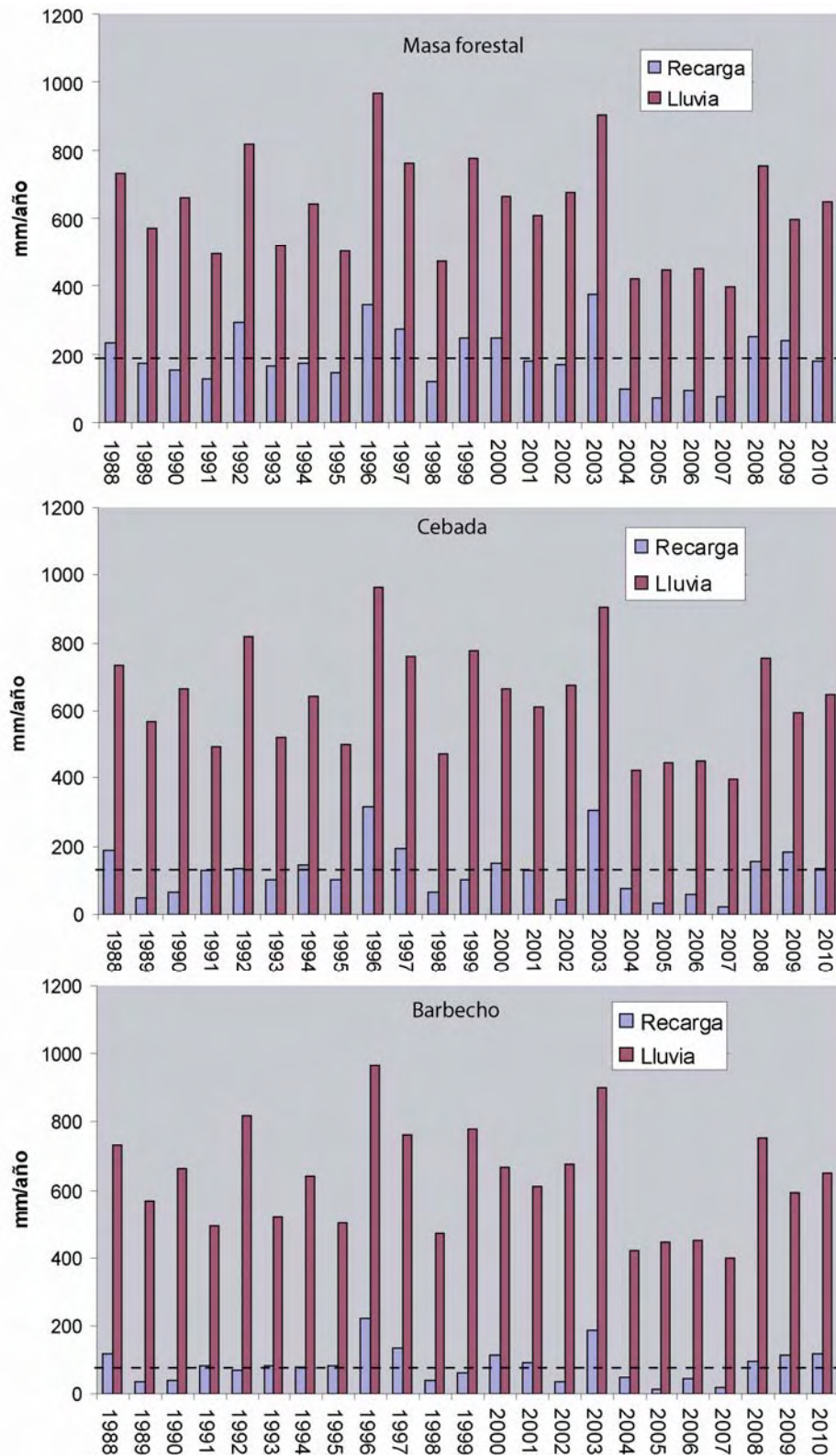


Figura 4.22. Comparativa entre la lluvia y la recarga anuales (mm/año) para los tipos principales de suelo definidos (1988-2010). En línea discontinua se muestra la recarga promedio.

La recarga promedio obtenida para los tres tipos es de 0,2, 0,07 y 0,02 $\text{hm}^3/\text{año}$ respectivamente (200.000, 70.000 y 20.000 $\text{m}^3/\text{año}$). El volumen total de recarga varía entre 0,09 y 0,59 $\text{hm}^3/\text{año}$ (90.000 y 590.000 $\text{m}^3/\text{año}$) en función de que sea un año lluvioso o seco (tabla 4.11), con una recarga media de 0,28 $\text{hm}^3/\text{año}$ (280.000 $\text{m}^3/\text{año}$). El porcentaje de infiltración de la precipitación varía entre 11 y 36%, con una recarga media del 24%. En función del tipo de suelo, el porcentaje medio de recarga es del 29% (masa forestal), 18% (cebada de invierno) y 12% (barbecho) (Figura 4.1). La recarga promedio total obtenida es de 157,62 mm/año, con una desviación típica de aproximadamente 74 mm/año para el periodo 1988-2010

Tabla 4.14. Valores de recarga total en función de la precipitación.

AÑO	LLUVIA	RECARGA TOTAL (1.8 km^2)		
	mm/a	mm/año	% de lluvia	$\text{hm}^3/\text{año}$
Promedio	629.57	157.62	24.01	0.28
Máximo	966.20	328.51	36.38	0.59
Mínimo	398.20	51.45	11.52	0.09

Por otro lado, los valores de ETR y escorrentía superficial respectivamente obtenidos para los tres tipos de suelos son de 0,32 $\text{hm}^3/\text{año}$ y 0,13 $\text{hm}^3/\text{año}$ para la masa forestal, 0,13 $\text{hm}^3/\text{año}$ y 0,14 $\text{hm}^3/\text{año}$ para la cebada de invierno y 0,03 $\text{hm}^3/\text{año}$ y 0,11 $\text{hm}^3/\text{año}$ para barbecho. El volumen total de ETR varía entre 0,4 y 0,56 $\text{hm}^3/\text{año}$, mientras que el volumen total de escorrentía superficial lo hace entre 0,11 y 0,61 $\text{hm}^3/\text{año}$ (Anejo A.4), obteniéndose los mayores valores de ETR (y menores de escorrentía superficial) en la masa forestal, la cual representa la mayor proporción de superficie de recarga. El porcentaje de la precipitación que supone la ETR varía entre 29 y 65%, con un promedio del 44% (unos 267 mm/año con una desviación típica de aproximadamente 27 mm/año), mientras que la escorrentía superficial supone entre 14 y 43% de la precipitación, con un promedio del 31% (unos 206 mm/año con una desviación típica de aproximadamente 83 mm/año).

Si se aplica el valor de recarga promedio de 157,62 mm/año (1988-2010) a la superficie de la cuenca subterránea definida inicialmente, de unos 3,08 km^2 (2,3 km^2 si no tenemos en cuenta las zonas poco permeables), se obtiene una recarga de aproximadamente 0,36 $\text{hm}^3/\text{año}$ (un 28% mayor que en el caso de suponer la cuenca vertiente superficial de 1,8 km^2).

4.2.2 BALANCE DE CLORUROS

En este apartado se presenta el cálculo de la recarga basado en la aplicación de un balance de cloruros. Este método tiene como principal limitación la necesidad de utilizar valores medios tanto del agua de lluvia (cantidad y concentración) como del agua de recarga y escurrimiento, proporcionando solo una estimación del valor medio multianual de la recarga según el espesor del medio no saturado y las características de muestreo (Lambán, 1998). En general, un balance de cloruros multianual sin acumulación de sales en el suelo y en la vegetación, en estado estacionario, viene dado por la expresión (Custodio y Llamas, 1983; Custodio, 1990):

$$RC_R = PC_P - E_S C_e + a_s - a_v + a_v$$

Donde:

R = Recarga (mm/año)

P = Precipitación media (mm/año)

E_s = Escurrimiento superficial media (mm/año)

C_p = Contenido medio de Cl⁻ en el agua de lluvia (mg/l)

C_R = Contenido medio de Cl⁻ en el agua de recarga (mg/l)

C_e = Contenido medio de Cl⁻ en el agua de escurrimiento superficial (mg/l)

a_s = Aporte de Cl⁻ tomados del suelo o aportados artificialmente (mg/l)

a_v = Retención de Cl⁻ tomados por la vegetación (mg/l)

a_s = Devolución de Cl⁻ del suelo al morir la vegetación (mg/l)

Suponiendo que el aporte de cloruros tomados del suelo o aportados de forma artificial es nulo y que la retención de cloruros por parte de la vegetación es igual a la liberación de los mismos al morir dicha vegetación, se obtiene:

$$RC_R = PC_P - E_S C_e$$

Con la finalidad de estimar la recarga en la Cuenca de Estaña, se ha realizado un balance de cloruros a partir del contenido en cloruros de la precipitación y de las aguas subterráneas, no teniendo en cuenta la escurrimiento superficial por falta de datos sobre el contenido en cloruros de dicha escurrimiento. Para ello se ha tenido en cuenta tanto el valor promedio como la desviación estándar asociada a cada uno de los términos del balance utilizados.

Precipitación (P)

El valor medio anual se ha obtenido a partir de la serie diaria correspondiente a la estación meteorológica de Benabarre (Tabla 4.12). Se ha considerado la precipitación promedio para el periodo 1988-2010, 629 mm/año, con una desviación estándar de 155 mm/año.

Tabla 4.15. Valores de precipitación entre los años 1988-2010.

Año	Lluvia (mm/año)
1988	732.30
1989	568.60
1990	661.80
1991	494.70
1992	817.60
1993	518.20
1994	641.80
1995	500.80
1996	966.20
1997	761.20
1998	471.50
1999	778.10
2000	665.30
2001	609.00
2002	673.80
2003	902.90
2004	420.80
2005	446.50
2006	451.00
2007	398.20
2008	754.00
2009	595.20
2010	650.50
Promedio	629.6
Mediana	641.8
Desv. Típica	155.7

Concentración en cloruro de la lluvia (C_p)

Se ha obtenido a partir del análisis químico de las muestras de agua de lluvia recogidas entre 2008 y 2009 en los tomamuestras de Estaña y Purroy de la Solana. Estos puntos se consideran los más representativos de la composición química de la precipitación teniendo en cuenta la caracterización previamente realizada (apartado 2.2.4) Estas muestras corresponden tanto a eventos concretos como a muestras acumuladas. Para el conjunto de los datos se obtiene un promedio de 0,8 mg/l, una mediana de 1 mg/l y una desviación estándar de 0,4 mg/l

Concentración de cloruro en el agua de recarga (C_R)

La concentración media de cloruro en el agua de recarga (Tabla 4.13) se ha obtenido a partir del muestreo de manantiales representativos del agua una vez atravesado el suelo y la zona no saturada (Manantial de Caserras y Fuente de la Cravera). No se han utilizado los análisis de los piezómetros ni de otros manantiales situados en la Cuenca de Estaña ya que sus mayores contenidos en cloruro y sodio parecen evidenciar un proceso de disolución de halita en el acuífero (apartado 2.2.4)

Se ha obtenido un valor promedio de 4,38 mg/l, con una mediana de 4 mg/l y una desviación típica de 1,7 mg/l.

Así pues, se ha planteado el balance de cloruros considerando un volumen de precipitación promedio de 629,7 mm/año (1988-2010), un contenido promedio de cloruros en la precipitación de 0,8 mg/l y una concentración promedio en cloruros en el agua de recarga de 4,38 mg/l

La realización del balance ha permitido estimar tanto la recarga promedio como el error asociado a la misma (Tabla 4.16). El cálculo del error se ha realizado mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{C_P}{C_R} \sigma_P\right)^2 + \left(\frac{P}{C_R} \sigma_{C_P}\right)^2 + \left(P \frac{C_P}{C_R^2}\right)^2$$

Donde:

σ_R = Error asociado a la recarga

σ_P = Desviación típica de la precipitación media en el área de recarga

σ_{C_P} = Desviación típica del cloruro de la lluvia en el área de recarga

σ_{C_R} = Desviación típica correspondiente al contenido en cloruro en el agua de los manantiales

Tabla 4.16. Términos de balance utilizados y valores de recarga obtenidos. CR y CP = contenido promedio de cloruro en el agua de recarga y precipitación; P= precipitación media anual; R= recarga; σ_P , σ_{C_P} , σ_{C_R} = errores asignados a la precipitación, concentración en cloruro de la precipitación y concentración en cloruro de la recarga; σ_R = error en la recarga. Concentraciones en mg/l, volúmenes en mm/año y Ry σ_R en %.

P	σ_P	C_P	σ_{C_P}	C_R	σ_{C_R}	R	R(%)	σ_R	$\sigma_R(\%)$
629,57	155,7	0,8	0,4	4,38	1,7	114,98	18,5	68	10,8

La recarga obtenida es de 115 mm/año, con un error de 68 mm/año, lo que supone un promedio del 18,5% de la precipitación promedio anual para el periodo 1988-2010.

Si se plantea el mismo balance de cloruros considerando el volumen de precipitación promedio para los años 2007 a 2010 de 599,48 mm/año, dado que es el intervalo de tiempo para el cual tenemos datos de concentración de cloruros en la precipitación y en el agua de recarga, se obtiene una recarga de unos 110 mm/año, con un error de 66 mm/año, lo que supone un promedio del 18,3% de la precipitación anual para dicho periodo (Tabla 4.17). Estos resultados son muy similares a los obtenidos para el periodo inicial considerado (1988-2010).

Tabla 4.17. Términos de balance utilizados y valores de recarga obtenidos. C_R y C_P = contenido promedio de cloruro en el agua de recarga y precipitación; P = precipitación media anual; R = recarga; σ_P , σ_{CP} , σ_{CR} = errores asignados a la precipitación, concentración en cloruro de la precipitación y concentración en cloruro de la recarga; σ_R = error en la recarga. Concentraciones en mg/l, volúmenes en mm/año y R y σ_R en %.

P	σ_P	C_P	σ_{CP}	C_R	σ_{CR}	R	$R(\%)$	σ_R	$\sigma_R(\%)$
599,48	149,5	0,8	0,4	4,38	1,7	109,5	18,3	66	11

Es importante tener en cuenta la escasa información disponible en relación tanto con la concentración en cloruro de la precipitación como, sobretudo, con la concentración en cloruros del agua de recarga, por lo que se recomienda disponer de un mayor número de puntos de control y series más largas de datos con la finalidad de minimizar la incertidumbre asociada la recarga mediante la aplicación de este método. A pesar de ello, la recarga obtenida hasta el momento (115 ± 68 mm/año) se considera relativamente coherente con la obtenida a partir del balance de agua en el suelo (157 ± 74 mm/año). La discusión de estos resultados se tratará en el apartado 4.4.

4.3 BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS DE ESTAÑA

Con el objetivo de evaluar la importancia que tienen las aguas subterráneas en el funcionamiento de las Lagunas de Estaña en este apartado se presentan tres balances: balance hídrico (volumétrico), balance de cloruros y balance de masas isotópico. Dichos balances corresponden al periodo en el que se dispone de datos diarios de nivel en ambas lagunas, es decir, desde el 8 de mayo de 2009 hasta el 9 de junio de 2011.

4.3.1 BALANCE HÍDRICO

La variación del volumen en las Lagunas de Estaña es función de la precipitación, evaporación y de las posibles entradas y salidas de agua superficial y subterránea. No se han observado ni entradas ni salidas significativas de agua superficial, por lo que las entradas serán la precipitación directa sobre el vaso de las lagunas y las entradas subterráneas, mientras que las salidas serán la evaporación en lámina libre y las salidas subterráneas.

Suponiendo como hipótesis de partida que el error de balance es cero ($\epsilon=0$), la ecuación del balance puede plantearse de la siguiente forma:

$$\Delta V = (P_d + V_e) - (E_v + V_s)$$

Donde:

ΔV = Variación de almacenamiento en la laguna o diferencia entre el volumen inicial y final en el periodo considerado

P_d = Precipitación directa sobre el vaso de la laguna

V_e = Entradas subterráneas

E_v = Evaporación en lámina libre

V_s = Salidas subterráneas

Expresándolo de una forma sencilla:

$$\Delta V = Entradas - Salidas$$

A continuación se explican los términos utilizados para el cálculo del balance hídrico a nivel diario en ambas lagunas a partir de la expresión anterior.

Entradas

Las entradas al balance hídrico en las lagunas son la precipitación directa sobre el vaso (P_d) y las entradas subterráneas (V_e).

Precipitación directa (P_d)

A partir de la serie de precipitación diaria registrada en la estación meteorológica de Estaña (completada con los datos de la estación de Benabarre) se ha obtenido el valor de la precipitación para el periodo considerado (desde el 8 de mayo de 2009 hasta el 6 de junio de 2011). Contar con datos diarios de precipitación en la misma cuenca ayuda a reflejar mejor las variaciones concretas de la lámina de agua en las lagunas, ya que siempre existen eventos a nivel local que puede afectar al comportamiento de estas.

Para estimar el volumen total que supone dicha precipitación se ha multiplicado la serie de precipitación diaria por la superficie de cada laguna calculada para cada día a partir de la lámina de agua.

Para obtener la superficie a partir de la lámina de agua ha sido necesaria la obtención de la batimetría de ambas lagunas. La batimetría de la Laguna Grande se ha obtenido en esta tesis a partir de la interpolación de 247 datos de profundidad distribuidos a lo largo del fondo de laguna (los datos fueron medidos por el Instituto Pirenaico de Ecología el 22 de mayo de 2007, momento en el cual la Laguna Grande tenía un metro más de profundidad con respecto al periodo analizado en esta tesis). Dicha interpolación ha permitido obtener una batimetría cada 0,5 m de profundidad, entre los 0 y los 17,5 m (674,051 y 656,051 msnm respectivamente), profundidad máxima de la laguna en el momento de la campaña (Figura 4.23).

A partir de esta batimetría se ha calculado la superficie de la laguna mediante la aplicación del programa ArcGIS 8.2 (ESRI, 2004) obteniendo una curva de superficie en función de la cota de lámina de agua en la laguna. A dicha curva se ha ajustado una función polinómica de tercer grado para poder calcular la superficie, a partir de cualquier mínima variación de la lámina, aplicándole directamente dicha función (Figura 4.24).

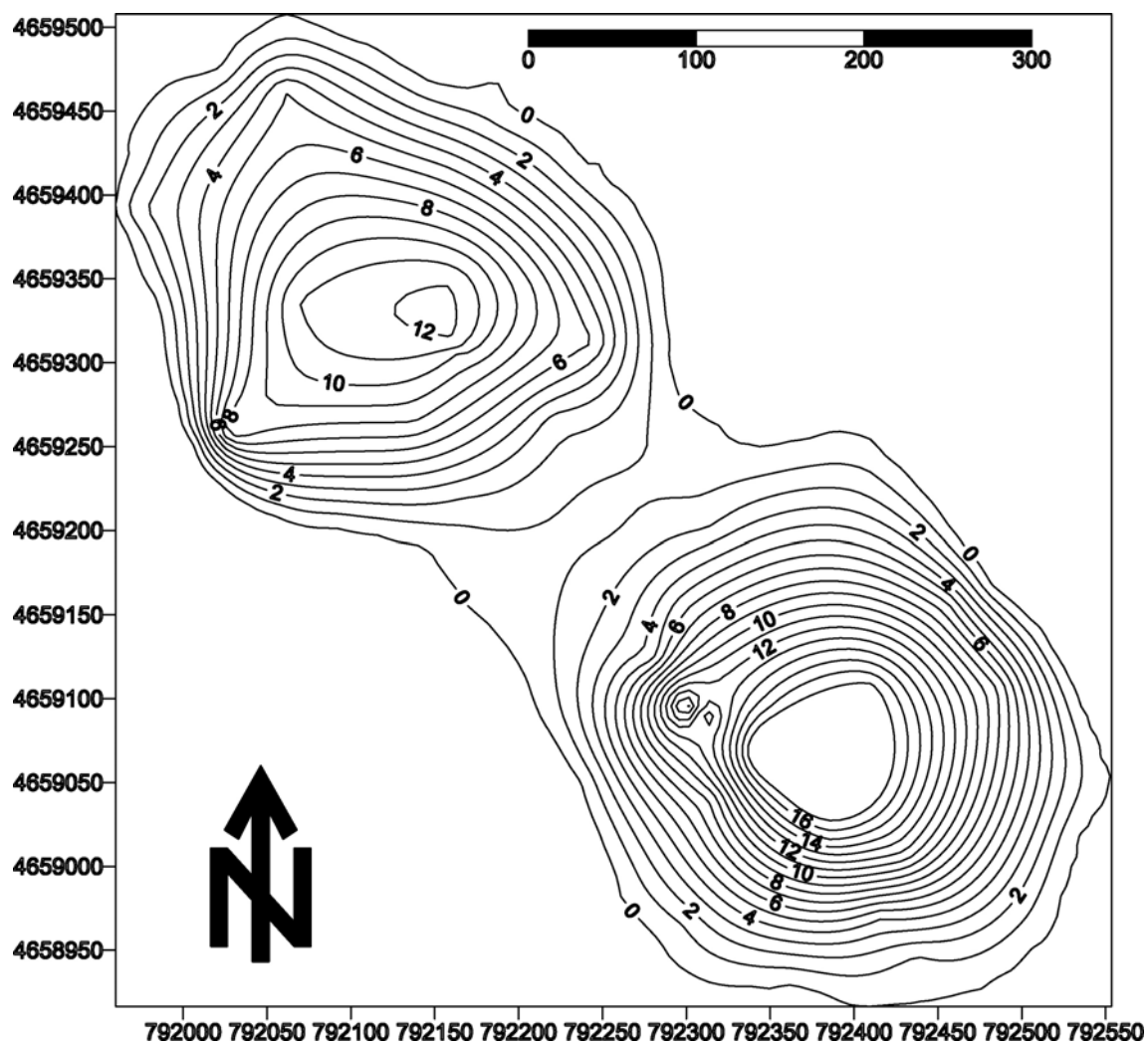


Figura 4.23. Batimetría en la Laguna Grande el 22 de mayo de 2007 (Fuente de datos IPE).

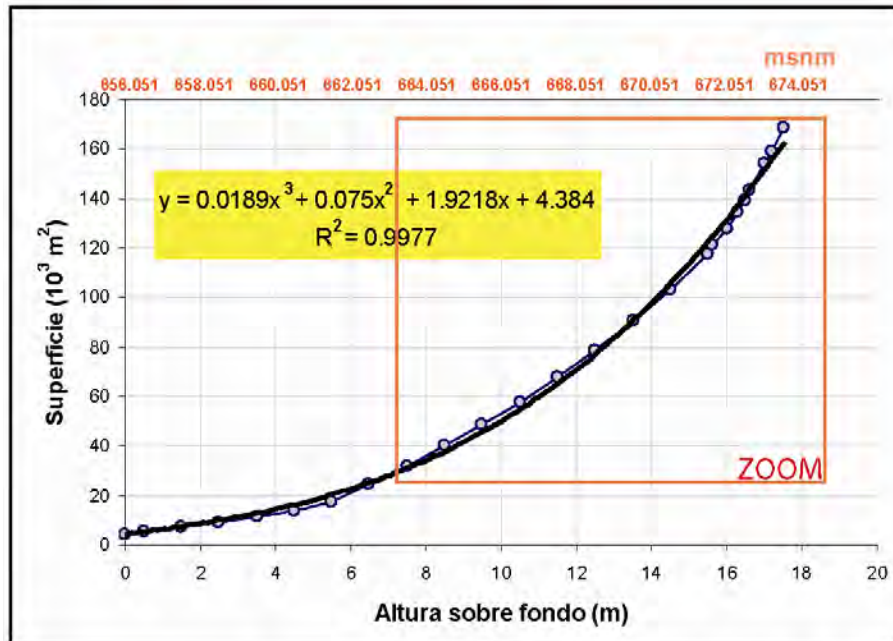


Figura 4.24 Curva superficie-cota para la Laguna Grande calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.

La función no se ajustaba perfectamente a toda la curva, por lo que se obtuvo una función óptima para los primeros 7 metros de profundidad desde la superficie (Figura 4.25 y tabla 4.18). La superficie media de la laguna ha variado entre 160508 m^2 (16,05 ha) y 144055 m^2 (14,4 ha) durante el periodo considerado obteniéndose una superficie promedio de 152471 m^2 .

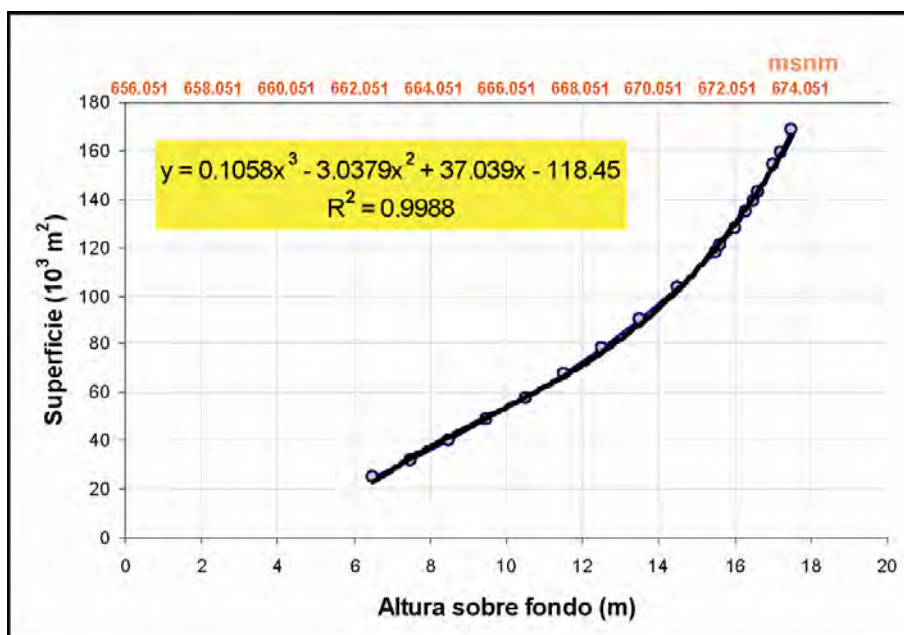


Figura 4.25. Función optimizada para los primeros metros de profundidad desde la superficie.

Tabla 4.18. Superficie de la Laguna Grande en relación con la profundidad (m) y la cota (msnm).

Cota (msnm)	Profundidad (m)	Superficie (m ²)
656.051	17.5	0
657.051	17	4384
658.051	16	5273
659.051	15	7065
660.051	14	8997
661.051	13	11179
662.051	12	13675
663.051	11	17487
664.051	10	24848
665.051	9	32033
666.051	8	39922
667.051	7	48789
668.051	6	57875
669.051	5	67802
670.051	4	78689
671.051	3	90318
672.051	2	103312
672.151	1.9	117602
672.351	1.7	121329
672.551	1.5	127799
672.851	1.2	134579
673.051	1	138959
673.151	0.9	143155
673.551	0.5	154068
673.751	0.3	159274
674.051	0	168526

En el caso de la Laguna Pequeña no se disponía de información sobre su batimetría, solo se conocía su profundidad total (7 m) y el contorno de la superficie obtenido de la cartografía. Como la morfología aproximada de dicha laguna es en forma de embudo, se ha decidido interpolar suponiendo líneas concéntricas cada 0,5 metros (Figura 4.26). Posteriormente, el procedimiento seguido ha sido el mismo que para el caso de la Laguna Grande (Figura 4.27 y tabla 4.19). La superficie media obtenida para el periodo considerado es de 16798 m² variando entre 15421 m² y 17572 m².

El volumen de precipitación directa sobre el vaso de las lagunas obtenido ha sido de 190911 m³ en la Laguna Grande y 20839 m³ en la Laguna Pequeña.

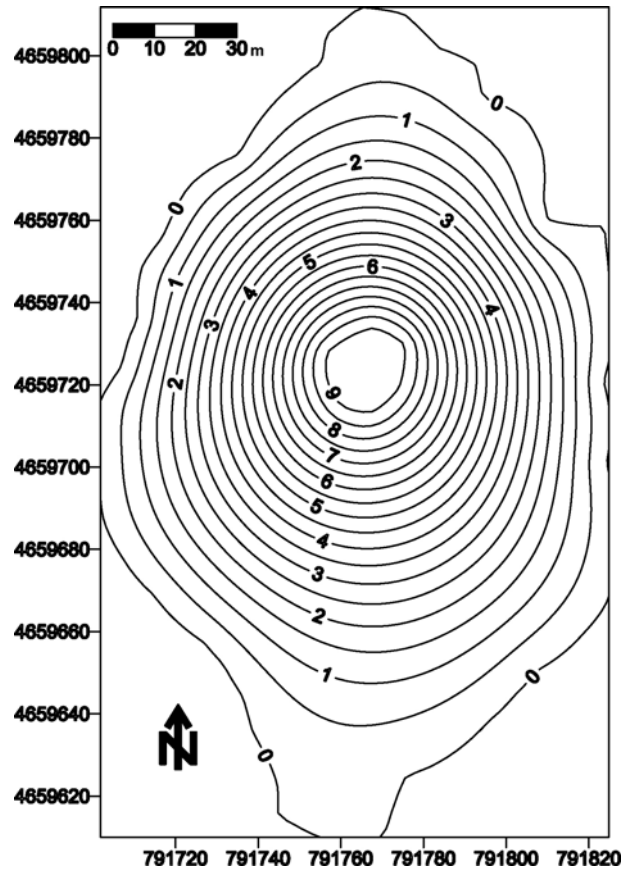


Figura 4.26 Batimetría aproximada de la Laguna Pequeña.

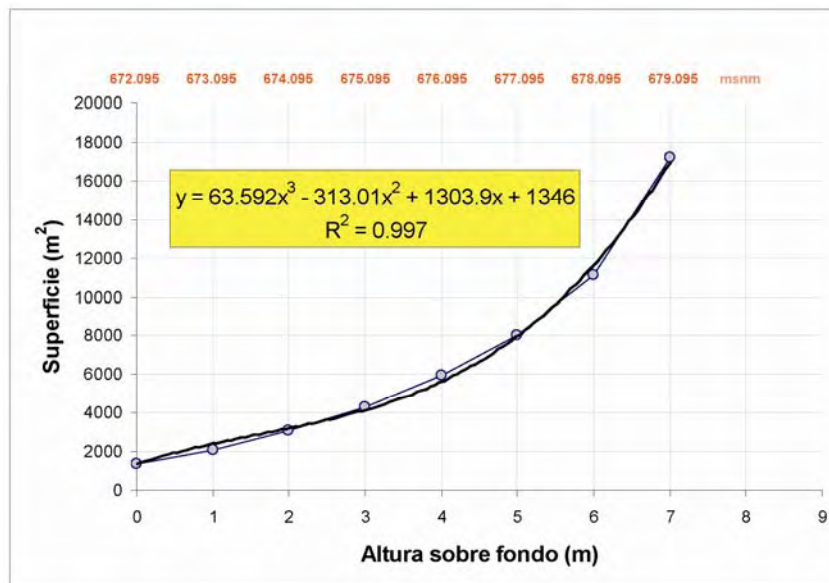


Figura 4.27. Curva superficie-cota para la Laguna Pequeña calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.

Tabla 4.19. Superficie de la Laguna Pequeña en relación con la profundidad (m) y la cota (msnm).

Cota (msnm)	Profundidad (m)	Superficie (m ²)
679.095	0	0
678.095	1	11082
677.095	2	8059
676.095	3	5932
675.095	4	4325
674.095	5	3079
673.095	6	2104
672.095	7	1346

Entradas subterráneas (V_e)

Se desconoce el valor de este término ya que no es posible cuantificarlo de forma directa, por lo que se intentará estimar mediante la aplicación del balance planteado.

Salidas

Las salidas al balance hídrico en las lagunas son la evaporación directa desde la superficie de las lagunas (E_v) y las salidas subterráneas (V_s).

Evaporación (E_v)

A partir de la serie de evaporación diaria calculada mediante la fórmula semiempírica de Penman y el tanque de evaporación instalado en la estación meteorológica de Estaña (Apartado 4.1) se ha obtenido el valor de la evaporación (desde el 8 de mayo de 2009 hasta el 6 de junio de 2011). Para estimar el volumen total que supone dicha evaporación se ha procedido de la misma forma que con la precipitación, multiplicando la serie de evaporación diaria por la superficie de cada laguna calculada para cada día a partir de la curva de superficie en función de la cota de la lámina de agua.

El volumen de evaporación en lámina libre de las lagunas obtenido ha sido según Penman de 343304 m³ (Laguna Grande) y 37771 m³ (Laguna Pequeña) y según el tanque de evaporación de 234383 m³ (Laguna Grande) y 25282 m³ (Laguna Pequeña).

Salidas subterráneas (V_s)

También se desconoce el valor de este término ya que no es posible cuantificarlo de una manera directa (al igual que V_e), por lo que se intentará estimar mediante la aplicación del balance planteado.

Variación de almacenamiento

La variación de almacenamiento se ha obtenido a partir de las variaciones diarias de nivel en la lámina de las lagunas para el periodo considerado (desde el 8 de mayo de 2009 hasta el 6 de junio de 2011). Para conocer el volumen de agua que supone cada variación de nivel ha sido necesario trabajar nuevamente con las batimetrías de ambas lagunas.

Se ha procedido de igual manera que para el cálculo de la superficie (Figura 4.28 y 4.29, tablas 4.20 y 4.21). Mediante la aplicación del programa ArcGIS 8.2 (ESRI, 2004) se ha obtenido una curva de volumen en función de la cota de lámina de agua, ajustándola a una función polinómica de tercer grado para poder calcular el volumen de cualquier mínima variación en la lámina de agua.

El volumen total de agua promedio obtenido en la Laguna Grande es de 857171 m³ (0,85 hm³) variando entre 810572 m³ y 903128m³ (0,8 y 0,9 hm³). El máximo volumen se obtiene en abril, mientras que los volúmenes mínimos se obtienen para el mes de octubre (Figura 4.29). En la Laguna Pequeña el volumen promedio obtenido ha sido de 43593m³ (variando entre 40788m³ y 45141m³), observándose un máximo entre diciembre y marzo y un mínimo entre agosto y septiembre (Figura 4.31).

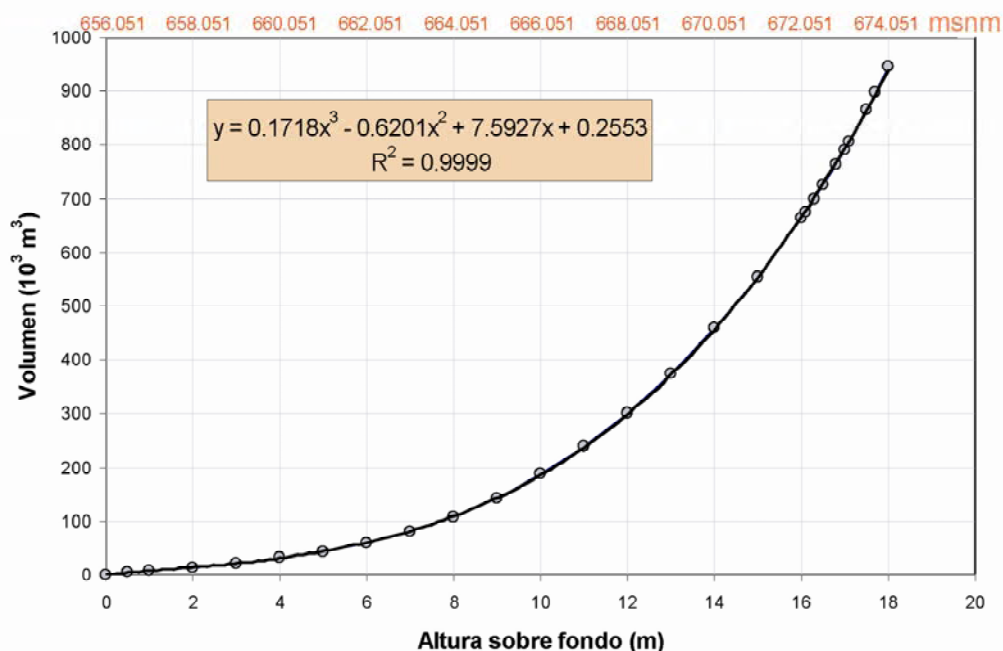


Figura 4.28 Curva volumen-cota para la Laguna Grande calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.

Tabla 4.20. Volumen de agua en la Laguna Grande en función de la profundidad (m) y la cota (msnm).

Cota (msnm)	Profundidad (m)	Volumen (m ³)
656.051	17.5	0
657.051	17	7714
658.051	16	13820
659.051	15	21771
660.051	14	31729
661.051	13	43985
662.051	12	59029
663.051	11	79858
664.051	10	107990
665.051	9	143512
666.051	8	187426
667.051	7	240191
668.051	6	302332
669.051	5	374770
670.051	4	458387
671.051	3	554128
672.051	2	663897
672.151	1.9	675766
672.351	1.7	700048
672.551	1.5	725097
672.851	1.2	764254
673.051	1	791566
673.151	0.9	805658
673.551	0.5	865216
673.751	0.3	896581
674.051	0	945681

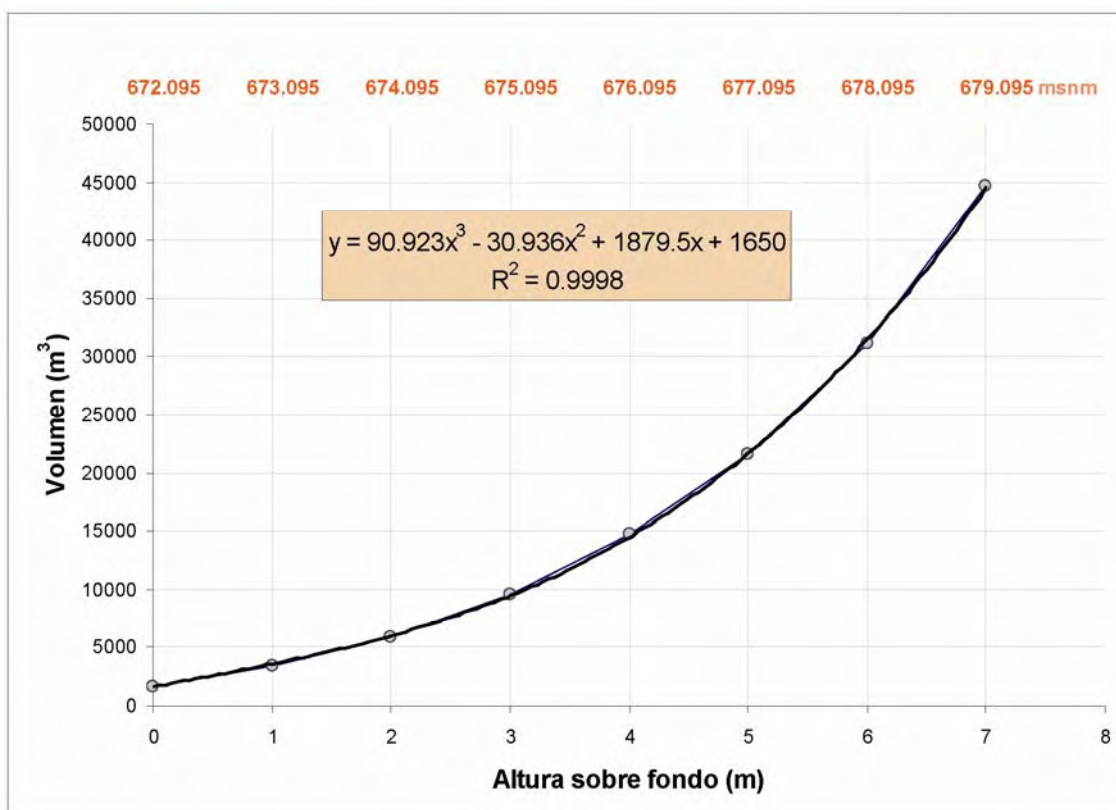
**Figura 4.29.** Curva de embalse volumen-cota para la Laguna Pequeña calculada mediante interpolación y ajuste a una función polinómica de 3º grado.

Tabla 4.21. Volumen de agua en la Laguna Pequeña en función de la profundidad (m) y la cota (msnm).

Cota (msnm)	Profundidad (m)	Volumen (m ³)
679.095	0	0
678.095	1	31111
677.095	2	21643
676.095	3	14701
675.095	4	9608
674.095	5	5931
673.095	6	3359
672.095	7	1650

Se ha calculado la variación de almacenamiento a nivel diario, encontrándose periodos en los que las variaciones son positivas (Entradas > Salidas) y periodos con variaciones negativas (Entradas < Salidas), aunque la variación de almacenamiento obtenida para el periodo completo en ambas lagunas ha sido negativo, $\Delta V = -44888$ m³ en la Laguna Grande (21501m³/año) y $\Delta V = -1942$ m³ en la Laguna Pequeña (930 m³/año) (Figuras 4.34 y 4.35).

Resultados

Si se plantea el balance hídrico suponiendo que se trata de un sistema endorreico (sin entradas ni salidas subterráneas), esto supondría que la única entrada sería la precipitación directa sobre el vaso de la laguna (P_d) y la única salida la evaporación (E_v). En este caso, los estudios y resultados previamente presentados parecen poner de manifiesto la existencia de una componente subterránea en ambas lagunas. Por lo tanto, el balance se plantea manteniendo como incógnita las entradas y salidas subterráneas (V_e y V_s), que se pueden estimar de forma cualitativa en función del signo del balance, es decir, en función de las variaciones del nivel del agua en las lagunas. Por tanto, la ecuación del balance queda planteada de la siguiente forma:

$$V_e - V_s = (E_v - P_d) + \Delta V$$

En las Figuras 4.32 y 4.33 se presenta la evolución temporal para cada uno de los términos del balance que se conocen en ambas lagunas: variación de volumen (ΔV), precipitación directa sobre la laguna (P_d) y evaporación en lámina libre (E_v).

En general, se observa un balance hídrico positivo ($V_e - V_s > 0$), lo que indica que las entradas (V_e) son mayores que las salidas subterráneas (V_s) en ambas lagunas (Figuras 4.30 y 4.31). Este resultado es más evidente en el caso de la Laguna Pequeña. También se observan periodos en los que el balance es negativo ($V_e - V_s < 0$), poniendo de manifiesto unas salidas superiores a las entradas subterráneas.

En la Laguna Grande (Figura 4.32) los periodos en los que se observa un balance más negativo ($V_s > V_e$) son: agosto-septiembre de 2009 y septiembre de 2010. Por otro lado, los periodos en los que se observa un balance más positivo ($V_s < V_e$) son: mayo y octubre de 2009 así como marzo-abril-mayo de 2010 y 2011. Todo ello parece indicar mayores aportes o entradas subterráneas coincidiendo con los periodos de mayor precipitación, así como mayores salidas subterráneas frente a las entradas durante y hacia finales del verano.

En la Laguna Pequeña (Figura 4.33) los volúmenes implicados son significativamente inferiores a los de la Laguna Grande. Las entradas subterráneas son, en general, superiores a las salidas, aunque observándose también periodos para los cuales el balance es negativo (diciembre de 2009 y enero de 2011). Por otro lado, se observa una tendencia al aumento de las entradas frente a las salidas subterráneas durante los meses de invierno (enero a julio) así como un descenso de las entradas frente a las salidas subterráneas durante el verano (julio a septiembre)

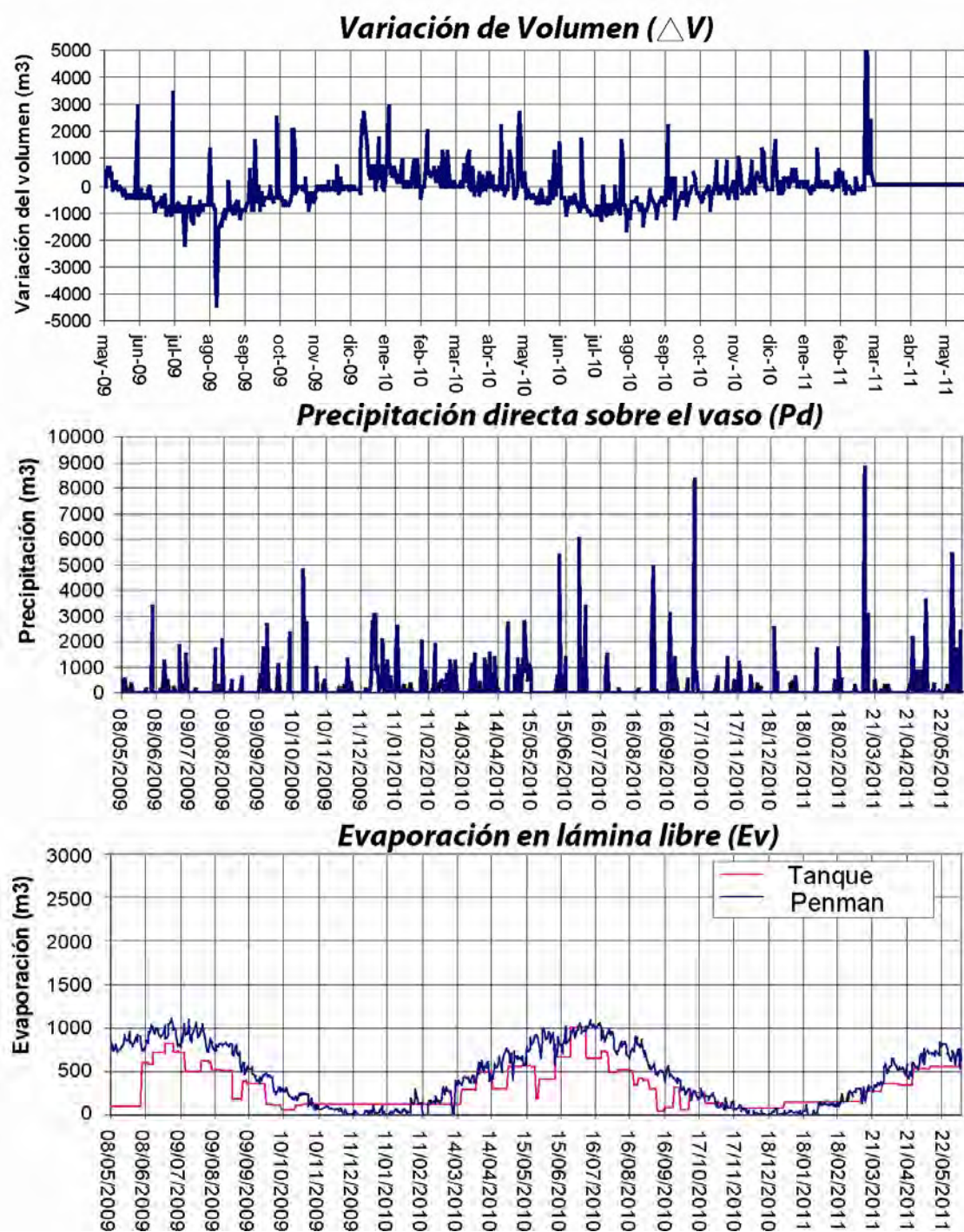


Figura 4.30. Evolución temporal de los términos del balance en la Laguna Grande (Variación de volumen (ΔV), precipitación directa sobre el vaso de la laguna (P_d) y evaporación en lámina libre (E_v)).

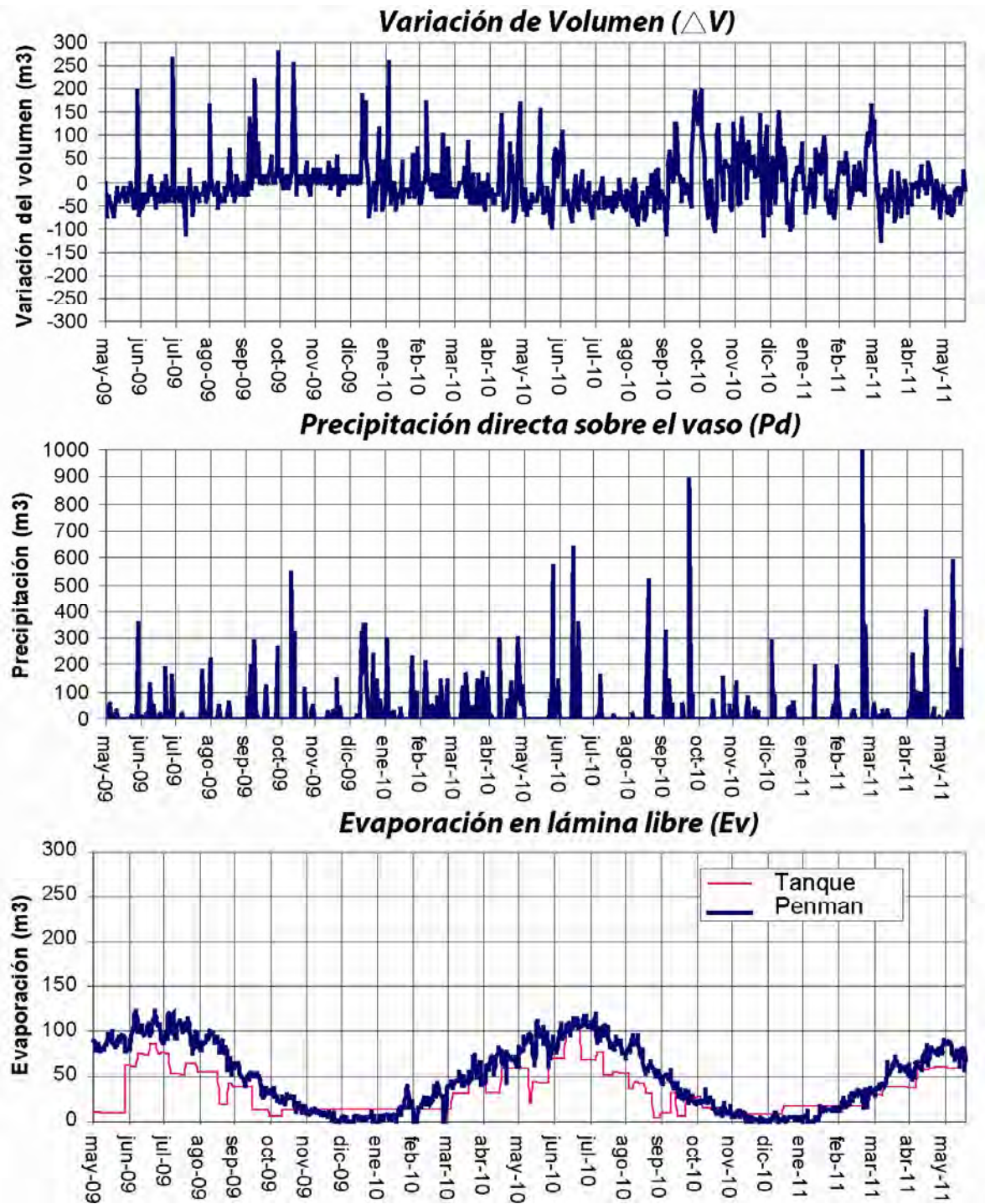


Figura 4.31. Evolución temporal de los términos del balance en la Laguna Pequeña (Variación de volumen (ΔV), precipitación directa sobre el vaso de la laguna (P_d) y evaporación en lámina libre (E_v)).

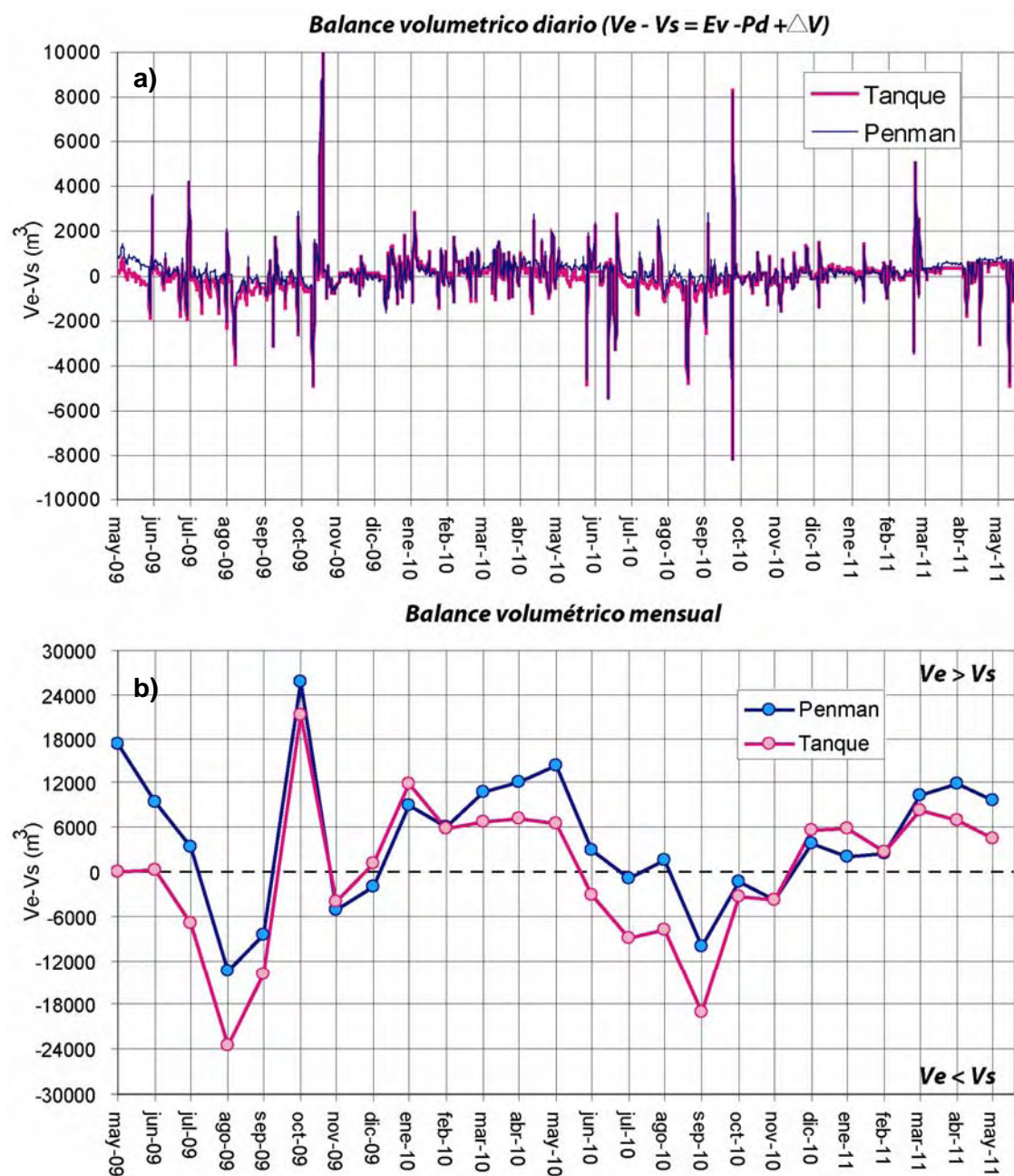


Figura 4.32. Balance hídrico en la Laguna Grande (a) diario y b) mensual) en función de las entradas y salidas subterráneas teniendo en cuenta la evaporación calculada por el método de Penman y a partir del tanque A.

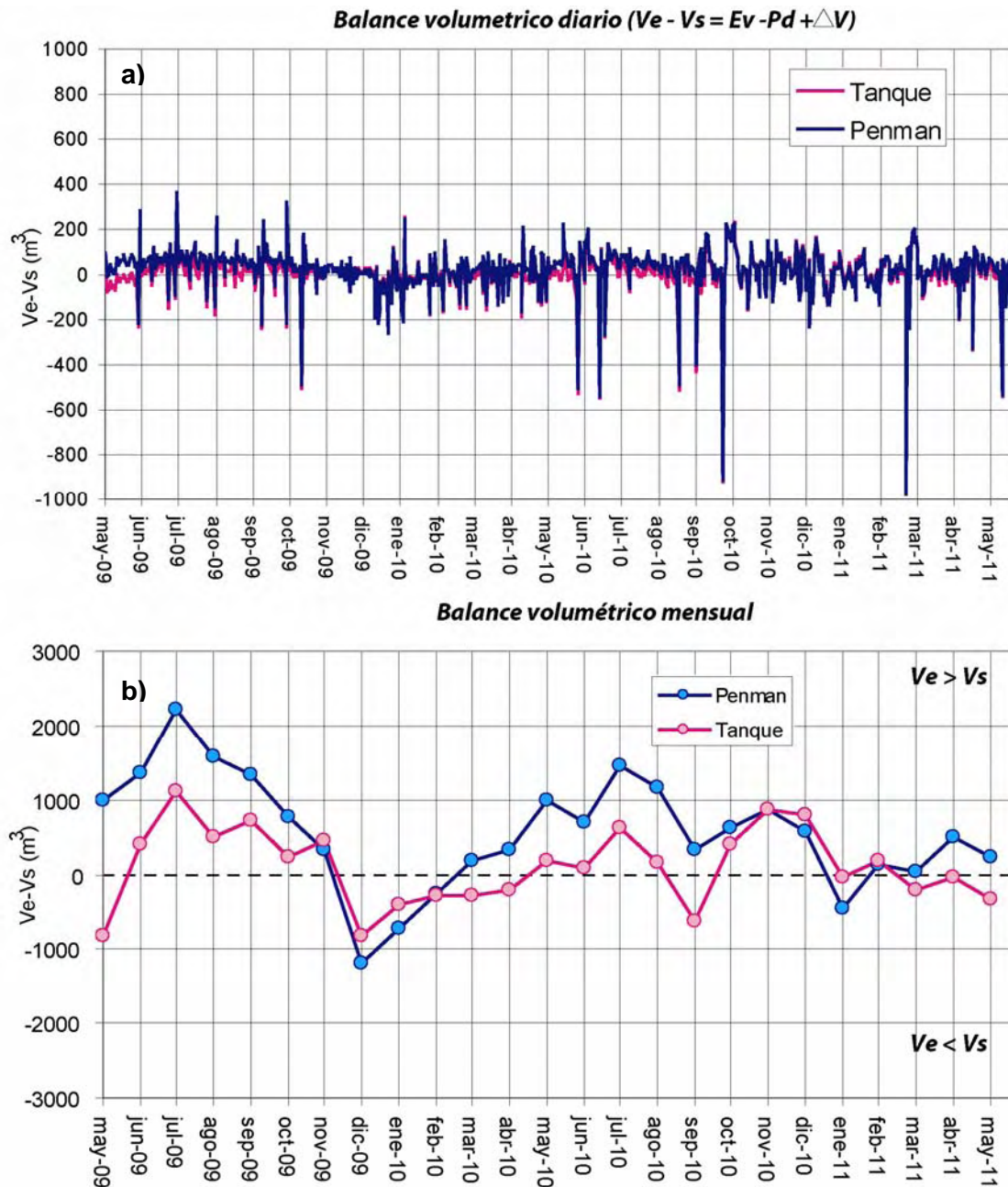


Figura 4.33. Balance hídrico en la Laguna Pequeña (a) diario y b) mensual) en función de las entradas y salidas subterráneas teniendo en cuenta la evaporación calculada por el método de Penman y a partir del tanque A.

En función de los datos de evaporación en lámina libre que consideremos (los obtenidos mediante el método de Penman o a partir del tanque de tipo A) la magnitud de las componentes subterráneas varían ligeramente, aunque la tendencia general en el signo del balance no varía. Así, si obtenemos el balance a partir de los datos calculados por Penman, las entradas subterráneas se sobreestiman ligeramente sobre las salidas subterráneas, mientras que en el caso de utilizar la evaporación a partir del tanque ocurre lo contrario (Figuras 4.34 y 4.35). Además, se observa que existe una

importante diferencia de magnitud en los volúmenes de agua subterránea que implican los balances en la Laguna Grande frente a la Laguna Pequeña (Figura 4.36).

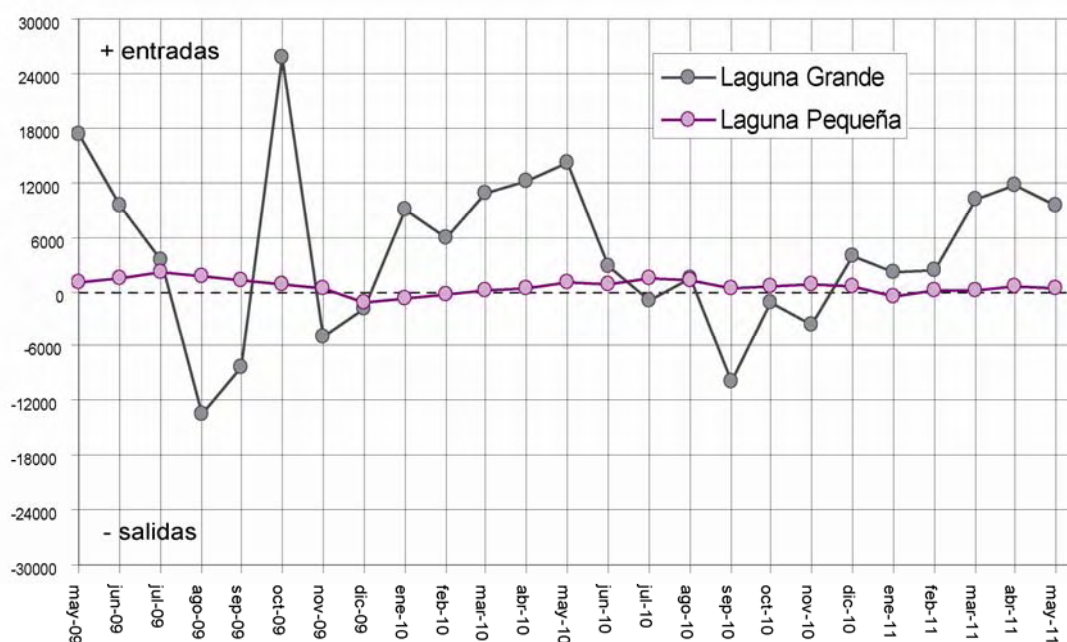


Figura 4.34. Comparativa entre el balance hídrico en la Laguna Grande (gris) y la Laguna Pequeña (rosa) donde se aprecia la importante diferencia de volúmenes en uno y otro caso.

Hasta el momento solo se ha podido plantear el balance hídrico en las Lagunas de Estaña en función de las entradas y salidas subterráneas. Para intentar estimar el valor de dichos volúmenes se ha recurrido a la aplicación de técnicas isotópicas basadas en el proceso de evaporación directa desde la superficie de las lagunas.

Estimación del porcentaje de evaporación en lámina libre mediante la aplicación de isótopos ambientales

Los principales procesos hidrogeológicos que afectan a la “marca” isotópica del agua son: la formación de vapor atmosférico, la condensación y precipitación, la mezcla de aguas en la superficie o el subsuelo y la evaporación desde el suelo o en lámina libre (Urey, 1947; Szapiro y Steckel, 1967; Bottinga, 1969; Custodio y Llamas, 1983; Criss, 1991; Clark y Fritz, 1997).

La evaporación es un proceso de no-equilibrio durante el cual se produce un fraccionamiento isotópico en la molécula de agua, mayor en $\delta^2\text{H}$ que en $\delta^{18}\text{O}$ (Clark y Aravena, 2005) debido a que la diferencia de masa entre ^1H y ^2H es del 100% mientras que en el caso del ^{16}O y ^{18}O es solo del 12,5%, motivo por el cual el vapor de agua

tiene un exceso en $\delta^2\text{H}$ (d) (Dansgaard, 1964). En áreas con humedad extremadamente baja el intercambio agua-vapor (equilibrio) es mínima y la evaporación se convierte en un proceso cinético (no equilibrio) con un elevado enriquecimiento en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el agua residual (Merlivat y Coantic 1975, Merlivat y Jouzel 1979). De esta forma, la evaporación del agua concentra los isótopos ligeros ^1H y ^{16}O en la fase vapor y los isótopos pesados ^2H y ^{18}O en el líquido (agua residual) debido a que las moléculas de agua que contienen isótopos ligeros se mueven más rápidamente y por tanto tienen mayor presión de vapor.

Los efectos sobre los isótopos del agua en procesos de evaporación desde la superficie de lagos y reservorios han sido ampliamente estudiados teórica y experimentalmente (Craig y Gordon, 1965, Gonfiantini, 1965; Merlivat, 1970; Gat, 1971) llegando a la conclusión de que el enriquecimiento en ^{18}O y ^2H en el agua durante la evaporación es progresivo. La tasa de evaporación limita el intercambio agua-vapor y por consiguiente el grado de equilibrio isotópico (Craig y Gordon, 1965). El aumento en la tasa de evaporación imparte un efecto isotópico cinético en el vapor que dependerá fundamentalmente de la temperatura en la superficie del agua y de la humedad relativa. A menor humedad relativa (h) el intercambio agua-vapor es mínimo y la evaporación llega a ser un proceso de no equilibrio cada vez mayor (Clark y Fritz, 1997), donde la humedad relativa (h) es crucial en este progresivo enriquecimiento.

El método de isótopos estables para determinar la evaporación de agua en un lago se basa en que la tasa de evaporación es significativa en relación con el volumen de agua que es evaporado, se puede cuantificar el incremento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el agua del lago en función de las variables climáticas citadas. A medida que la fracción de agua residual (f) se aproxima a 0 se produce un enriquecimiento isotópico exponencial. En un gráfico $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, las aguas evaporadas forman una tendencia positiva que se desvía de la línea meteórica hacia un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$. La tendencia evaporativa tiene una pendiente de entre 2 y 5, dependiendo de la humedad relativa (Clark & Aravena, 2005).

La evaporación en un lago es un proceso de destilación de Rayleigh (o fraccionamiento cinético) de un reservorio finito durante una reacción en la que la composición isotópica de dos fases (vapor-agua) va variando con el tiempo. Este proceso es fundamental en la hidrología isotópica y hace referencia a la distribución de isótopos ligeros en la fracción vapor y pesados en la líquida (Clark y Aravena, 2005). Así, el enriquecimiento isotópico viene dado por la ecuación de destilación de Rayleigh

(Clark y Fritz, 1997). Se trata de una función exponencial que describe el fraccionamiento progresivo de isótopos pesados en el agua conforme su volumen va disminuyendo por evaporación:

$$R = R_0 f^{\alpha-1}$$

Donde:

R = Relación isotópica residual (cuando solo queda una fracción f)

R_0 = Relación isotópica inicial en el agua

f = fracción del vapor restante o residual en tanto por uno.

α = factor de fraccionamiento en equilibrio durante la evaporación

Existe una simplificación de dicha fórmula aplicable siempre que los valores no sean extremos (cuando la desviación con respecto al SMOW no supere el 20‰):

$$\delta^{18}O_w - \delta^{18}O_{incial\ w} = \epsilon^{18}O_{w-v} Lnf$$

Donde $\delta^{18}O_{incial\ w}$ = concentración isotópica del agua inicial en la laguna

Para determinar el fraccionamiento isotópico entre el agua y el vapor de agua durante el proceso de evaporación, desde una superficie de agua libre a partir de relaciones empíricas, se utiliza la humedad relativa (Gonfiantini, 1986):

$$\delta^{18}O_w - \delta^{18}O_v = \epsilon\delta^{18}O_{w-v} + 14,2 (1-h)$$

$$\delta^2H_w - \delta^2H_v = \epsilon\delta^2H_{w-v} + 12,5 (1-h)$$

Donde:

$\delta^{18}O_w$, δ^2H_w = concentración isotópica en el agua residual

$\delta^{18}O_v$, δ^2H_v = concentración isotópica en el vapor de agua

$\epsilon\delta^{18}O_{w-v}$ = factor de enriquecimiento cinético para el $\delta^{18}O$ en reacciones agua-vapor (9,3 a 25°C) (Majoube, 1971)

$\epsilon\delta^2H_{w-v}$ = factor de enriquecimiento cinético para el δ^2H en reacciones agua-vapor (76 a 25°C) (Majoube, 1971)

h = humedad relativa de la zona (en %)

Basándose en las ecuaciones planteadas, Gonfiantini (1986) encontró la siguiente correlación entre la pendiente de la recta de evaporación y la humedad relativa (Gonfiantini, 1986, tabla 4.22).

Tabla 4.22. Correlación entre la humedad relativa del aire y la pendiente de la recta de evaporación

Pendiente	3,9	4,2	4,5	5,2	6,8	8
Humedad	0%	25%	50%	75%	95%	100%

A continuación se aplican dichos fundamentos teóricos a las Lagunas de Estaña. Para ello, se han representado los datos promedio de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en ambas lagunas, así como del agua de precipitación de la zona obteniendo una pendiente de la recta de evaporación de 4,8 (Figura 4.37 y tabla 4.23). A partir de la correlación de Gonfiantini (1986) obtenemos una humedad relativa aproximada del 60%. Por otro lado, la humedad relativa media del aire obtenida a partir de los datos de la estación meteorológica de Estaña es del 70%, coherente con el dato obtenido a partir de la correlación de Gonfiantini (1986).

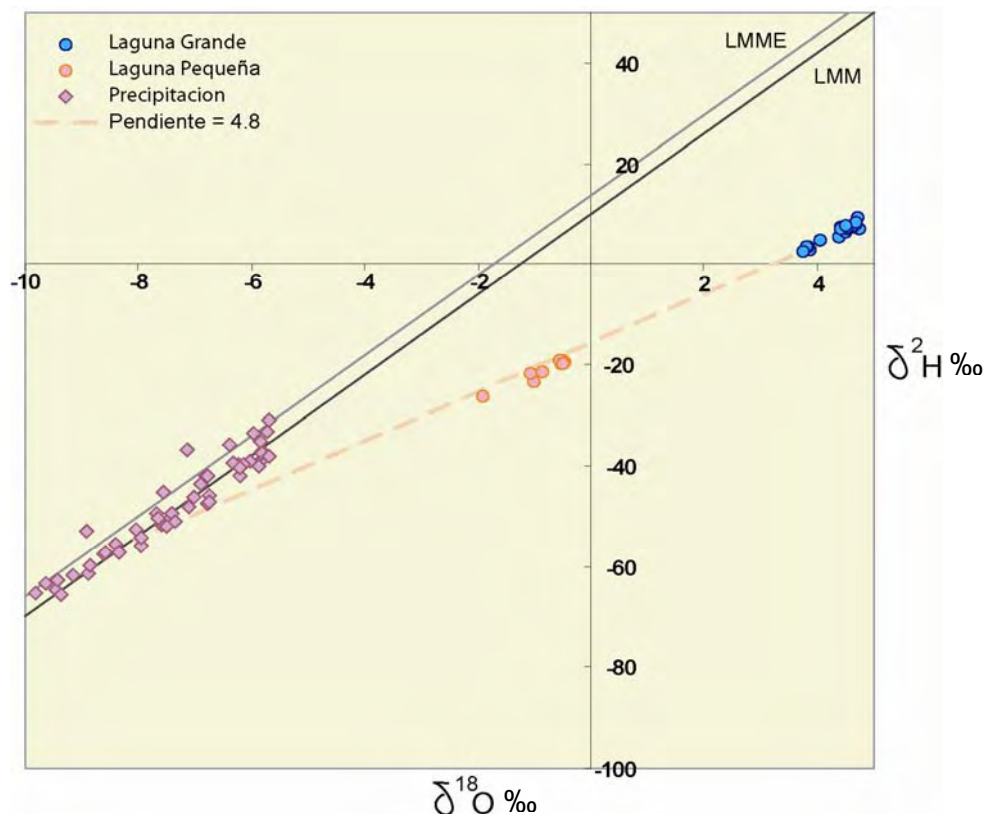


Figura 4.35. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ donde se observa cómo la precipitación en la cuenca de Estaña se ajusta a la línea meteórica mundial (LMM) y línea meteórica mediterránea (LMME), mientras que en las lagunas se aprecia un enriquecimiento en la composición isotópica debido al fraccionamiento por evaporación, mayor en la Laguna Grande que en la Pequeña. La pendiente de la recta de evaporación es de 4,8.

Este valor se ha normalizado respecto a la temperatura de la superficie de la laguna $h = h_R \frac{P_{sat(aire)}}{P_{sat(agua)}}$ donde h_R es la humedad relativa medida en la estación de

Estaña y $p_{sat} = e^{\frac{16,78T-116,9}{T+237,3}} [kPa]$ (válida para el rango de temperaturas de 0 a 50°C; Ward y Elliot, 1995). De esta forma tenemos que para la temperatura media de la superficie de las lagunas (16°C) y del aire (13°C), la humedad relativa de la atmósfera sobre la laguna (h) normalizada respecto de la temperatura de la superficie de la laguna será:

$$h = h_R \frac{P_{sat(aire)}}{P_{sat(agua)}} \text{ donde } p_{sat} = e^{\frac{16,78T-116,9}{T+237,3}} [kPa] \text{ de manera que } p_{sat(aire)} = 14.985 \text{ hPa y}$$

$$P_{sat(agua)} = 18.192 \text{ hPa}$$

$$h = h_R \frac{P_{sat(aire)}}{P_{sat(agua)}} = 0,7 \frac{14,985}{18,192} = 0,6 = 60\%$$

Tabla 4.23. Composición isotópica promedio ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) del agua de precipitación (origen), Laguna Grande y Laguna Pequeña utilizada para la estimación del porcentaje de evaporación en lámina libre.

Composición isotópica promedio	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
Laguna Grande	4.4	6.28
Laguna Pequeña	-0.78	-21.14
Precipitación	-8.05	-54.6

El factor de enriquecimiento cinético entre el agua y el vapor de agua para $\delta^{18}\text{O}$ se determina usando las relaciones empíricas (Gonfiantini, 1986) y el factor de enriquecimiento en equilibrio que se encuentra tabulado ($\varepsilon^{18}\text{O}_{w-v} = 10,06\text{‰}$ a 16°C en la superficie de las lagunas; Majoube, 1971). Este será el mismo en ambas lagunas:

$$\Delta^{18}\text{O}_{w-v} = \delta^{18}\text{O}_w - \delta^{18}\text{O}_v = \varepsilon \delta^{18}\text{O}_{w-v} + 14,2 * (1 - h)$$

Tomando como valor promedio de humedad relativa el obtenido en la estación meteorológica de Estaña (70%) el enriquecimiento general bajo dichas condiciones será:

$$\delta^{18}\text{O}_v - \delta^{18}\text{O}_w = -10,06 - 14,2 * (1 - 0,6) = -15,74\text{‰}$$

Laguna Grande:

La diferencia entre el $\delta^{18}\text{O}$ en el agua de precipitación (origen) y el agua de la laguna (después de la evaporación) es:

$$\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_{\text{laguna}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rec arg a}} = 4,4 - (-8,05) = 12,45\text{‰}$$

La proporción de agua perdida por evaporación se calcula a partir de este valor ($\Delta^{18}\text{O} = 12,45\text{‰}$), usando la ecuación simplificada de destilación de Rayleigh (o fraccionamiento isotópico producido en la propia laguna) para los valores calculados:

$$\begin{aligned}\Delta^{18}\text{O} &= \delta^{18}\text{O}_{\text{laguna}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rec arg a}} = \varepsilon \delta^{18}\text{O}_{\text{Total}} \text{Ln}f \\ 12,45\text{‰} &= -15,74\text{‰} \text{Ln}f \\ f &\approx 0,45 = 45\%\end{aligned}$$

Donde f = fracción residual del agua, de manera que la pérdida por evaporación es del 55% aproximadamente.

Laguna Pequeña:

La diferencia entre el $\delta^{18}\text{O}$ en el agua de recarga y el agua de la laguna es:

$$\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_{\text{laguna}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rec arg a}} = -0,78 - (-8,05) = 7,27\text{‰}$$

Usando la ecuación simplificada de destilación de Rayleigh:

$$\begin{aligned}\Delta^{18}\text{O} &= \delta^{18}\text{O}_{\text{laguna}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rec arg a}} = \varepsilon \delta^{18}\text{O}_{\text{Total}} \text{Ln}f \\ 7,27\text{‰} &= -15,74\text{‰} \text{Ln}f \\ f &= 0,63 = 63\%\end{aligned}$$

Donde f = fracción residual del agua, de manera que la pérdida por evaporación es del 37% aproximadamente.

De esta forma se obtiene una estimación del porcentaje de evaporación que experimenta el agua en las lagunas, en la Laguna Grande se evapora en torno al 55% del agua origen, mientras que en la Laguna Pequeña la evaporación es menor (37%). Este cálculo se basa en que todo el agua origen de la laguna proviene de la lluvia, aunque sabemos que existen además aportes subterráneos. Si tenemos en cuenta los valores isotópicos promedio de las aguas subterráneas en el entorno de las lagunas

analizadas en el marco de esta tesis, se observa que se encuentran ligeramente enriquecidas con respecto al agua de lluvia (Figura 4.37). Así, el porcentaje de evaporación con respecto al agua origen será algo menor.

El porcentaje de evaporación en la Laguna Pequeña es un 20% menor que en la Laguna Grande. Teniendo en cuenta que la evaporación en lámina libre es unitaria por unidad de superficie, esto podría indicar que proporcionalmente las entradas subterráneas son más importantes en la Laguna Pequeña que en la Grande, tal y como se ha comentado anteriormente. Además, apoya el hecho de que en la Laguna Pequeña exista una salida subterránea que permite que el contenido isotópico del agua no se enriquezca tanto como en la Laguna Grande por fraccionamiento isotópico durante la evaporación.

4.3.2 BALANCE HÍDRICO A PARTIR DEL BALANCE DE CLORUROS

Para contrastar los resultados obtenidos a partir del balance volumétrico se ha aplicado un balance de cloruros en la Laguna Grande. Teniendo en cuenta que no existen entradas ni salidas superficiales y que el flujo de evaporación no elimina cloruros del sistema, el balance queda planteado de la siguiente forma:

$$C_L \frac{dV_L}{dt} + V_L \frac{dC_L}{dt} = C_{V_e} V_e + C_P P_d - C_{V_s} V_s$$

Donde:

C_L = Concentración de cloruro en las lagunas

C_P = Concentración de cloruro en la precipitación

C_{V_e} = Concentración de cloruro en las entradas subterráneas

C_{V_s} = Concentración de cloruro en las salidas subterráneas

$\frac{dV_L}{dt} = \Delta V$ = Variación de almacenamiento

Se ha considerado el contenido en cloruro promedio en los primeros metros de S6 como representativo del contenido promedio en cloruro de las entradas subterráneas (C_{V_e}) a la Laguna Grande (77 mg/l), mientras que el contenido promedio

en cloruro en las salidas subterráneas (C_{V_e}) se estima que será similar al contenido en cloruro de la propia laguna (C_L). La concentración promedio en cloruro en la Laguna (y por tanto en V_s) es de unos 300 mg/l y es constante para el periodo considerando ($\frac{dC_L}{dt} = 0$). Por otro lado, se ha considerado el contenido promedio en cloruro de la precipitación (C_p) de unos 0,8 mg/l. Aplicando la ecuación del balance:

$$C_L \Delta V + 0 = C_{V_e} V_e + C_p P_d - C_{V_s} V_s$$

$$300 \frac{\text{mg}}{\text{l}} (-44888 \text{ m}^3) = 77 \frac{\text{mg}}{\text{l}} V_e + 0,8 \frac{\text{mg}}{\text{l}} (190911 \text{ m}^3) - (300 \frac{\text{mg}}{\text{l}}) V_s$$

$$-13466400 = 77V_e + 152728 - 300V_s$$

$$-13619128 = 77Q_e - 300Q_s$$

Según la ecuación del balance volumétrico:

$$\Delta V = (P_d + Q_e) - (E_v + Q_s)$$

$$-44888 \text{ m}^3 = V_e + 190911 \text{ m}^3 - 343304 \text{ m}^3 - V_s$$

$$V_e = V_s + 107505 \text{ m}^3$$

Tenemos un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas.

$$\left\{ \begin{array}{l} -13607674 = 77V_e - 300V_s \\ V_e = V_s + 107505 \text{ m}^3 \end{array} \right\}$$

$$-13619128 = 77(107505 + V_s) - 300V_s$$

$$-21897013 = 223V_s$$

$$V_s = 98192 \text{ m}^3 \approx 0,1 \text{ hm}^3$$

Sustituyendo valores

$$V_e = 98192 \text{ m}^3 + 107505 \text{ m}^3$$

$$V_e = 205697 \text{ m}^3 = 0,2 \text{ hm}^3$$

Lo que supone unas entradas subterráneas (V_e) y salidas subterráneas (V_s) de unos 270 y 128 m³/día respectivamente, es decir, un caudal de entada de unos 0,1 hm³/año y un caudal de salida de unos 0,046 hm³/año. La discusión sobre estos resultados se tratará en el apartado 4.4.

4.3.3 BALANCE DE MASAS ISOTÓPICO

La aplicación más útil de los isótopos estables en el balance hídrico en lagos es la determinación de las posibles entradas y salidas subterráneas, muy difíciles de evaluar de otra forma (Mook et al. 2002). En condiciones óptimas hasta el término de evaporación (δ_{Ev}) se puede evaluar, aunque su precisión es generalmente muy pobre (Gilath y Gonfiantini, 1983).

En principio el método es útil para lagos bien mezclados en los cuales la evaporación (E_v) ha aumentado significativamente el contenido en isótopos pesados con respecto a las entradas subterráneas. A menudo la precisión de estos balances no es del todo satisfactorio a causa de las dificultades de medir o estimar algunos parámetros que aparecen en las ecuaciones, aunque en casos particulares (como el que nos ocupa) los isótopos pueden suponer una herramienta independiente para comprobar los balances hídricos realizados por otros métodos (Craig y Gordon, 1965; Gilath y Gonfiantini, 1983).

El balance de masas isotópico para un lago bien mezclado viene dado por la expresión (Gilath y Gonfiantini, 1983):

$$\delta_L \Delta V + V \Delta \delta_L = P_d \delta_{P_d} + V_e \delta_{V_e} - V_s \delta_L + \frac{E_v}{1 - h + \Delta \varepsilon} \left(h \delta_A - \frac{\delta_L - \varepsilon_{tot}}{\alpha} + \Delta \varepsilon \right) \Delta t$$

En el caso de Estaña $V \Delta \delta_L = 0$, ya que la composición isotópica de las lagunas se mantiene aproximadamente constante en el periodo considerado. De esta forma la ecuación del balance será:

$$\delta_L \Delta V = P_d \delta_{P_d} + V_e \delta_{V_e} - V_s \delta_L + \frac{E_v}{1 - h + \Delta \varepsilon} \left(h \delta_A - \frac{\delta_L - \varepsilon_{tot}}{\alpha} + \Delta \varepsilon \right) \Delta t$$

Donde:

h = humedad relativa de la atmósfera sobre la laguna normalizada respecto a la temperatura de la superficie del mismo $h = h_R \frac{P_{sat(aire)}}{P_{sat(agua)}}$ donde h_R es la humedad relativa medida en la estación de Estaña y $p_{sat} = e^{\frac{16,78T-116,9}{T+237,3}} [kPa]$ (válida para el rango de temperaturas de 0 a 50°C; Ward y Elliot, 1995).

$(\Delta\epsilon)$ = factor de fraccionamiento isotópico cinético entre el líquido y el vapor, cuyo valor para el $\delta^{18}O$, determinado con experiencias en túneles de viento (Vogt 1978), viene dado por la expresión $\Delta\epsilon = -14,2(1-h)$.

α = factor de fraccionamiento isotópico en equilibrio entre el líquido y el vapor (valores tabulados en función de la temperatura de la superficie del lago; Majoube 1971)

$\epsilon_{tot} = \alpha - 1 + \Delta\epsilon$ = factor de enriquecimiento isotópico total provocado por la evaporación, resultado de la suma del factor en equilibrio $(\alpha - 1)$ y del factor de enriquecimiento cinético $(\Delta\epsilon)$

$\delta_L, \delta_{Q_e}, \delta_{P_d}, \delta_A$ = composición isotópica de la laguna, del flujo subterráneo de entrada, de la precipitación y del vapor atmosférico.

La aproximación del balance de masas isotópico supone que el agua de las lagunas esté bien mezclada, por este motivo se ha comprobado que existe homogeneidad del sistema tanto horizontal como verticalmente a partir del análisis de varias muestras a diferentes profundidades y en ambas cubetas de la Laguna Grande. Se han tenido en cuenta todos los análisis isotópicos realizados en ambas lagunas y de toda esta información se ha derivado que no existen grandes diferencias con la época del año, ni en función de la profundidad, siendo la variación máxima de la composición isotópica en la Laguna Grande de 1‰ y 10‰ para el $\delta^{18}O$ y δ^2H respectivamente, y de 0,3‰ ($\delta^{18}O$) y 4‰ (δ^2H) en la Laguna Pequeña, por lo que se puede considerar constante.

La composición isotópica promedio del agua en las lagunas (δ_L) es de 4,4‰ para el $\delta^{18}O$ y 6,28‰ para el δ^2H en la Laguna Grande, mientras que en la Laguna

Pequeña la composición isotópica promedio es de -0.78‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y -21.14‰ para el $\delta^2\text{H}$. Por otro lado, la composición isotópica promedio del agua de lluvia (δ_{P_d}) en la zona de Estaña es de $\delta^{18}\text{O} = -8.05\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -54.6\text{‰}$

A partir de los registros diarios tanto de la temperatura del agua (T_{agua}) como de la temperatura del aire (T_{aire}) se han obtenido unos valores promedio de 16°C y 13°C respectivamente. De esta forma para la temperatura media de la superficie de las lagunas (16°C) el valor de α para el $\delta^{18}\text{O}$ es de 0,98995 (Majoube 1971). Por otro lado se calcula $\Delta\epsilon = -14,2(1 - h) = -14,2(1 - 0,6) = -15,74$, y a partir de ambos valores $\epsilon_{\text{tot}} = \alpha - 1 + \Delta\epsilon = 0,98995 - 1 - 15,74 = -5,68$

Los términos h y δ_A tienen en cuenta el intercambio molecular con la humedad atmosférica, que es un proceso importante que afecta a la composición isotópica del agua del lago (Gilath y Gonfiantini, 1983; Gibson, 1993; Gibson et al. 1999). Para la estimación de δ_A se ha demostrado que la aproximación de la composición isotópica de la precipitación local proporciona resultados razonables para los sistemas lacustres relativamente pequeños que no alteran significativamente el contenido de humedad de la atmósfera local que hay sobre el lago (Mook et al. 2002). En la mayoría de las situaciones la composición isotópica de la lluvia mensual parece encontrarse en equilibrio isotópico con la humedad atmosférica a la temperatura a nivel del suelo (Schoch-Fischer et al., 1984; Jacob y Sonntag, 1991). De esta manera, si se dispone de información sobre la composición isotópica de la precipitación local cerca del lago, se puede calcular la composición isotópica de la humedad atmosférica. En este caso δ_A se ha calculado a partir de la composición isotópica promedio de la precipitación local (δ_{P_d}) según la aproximación $\delta_A = \alpha_{V/L} \delta_P + \epsilon_{V/L} \approx \delta_P + \epsilon_{V/L}$.

$$^{18}\delta_A = ^{18}\alpha_{V/L} ^{18}\delta_P + ^{18}\epsilon_{V/L} = 1,01015(-8.05) - 10,06 = -18,9\text{‰}$$

El estudio piezométrico previo ha puesto de manifiesto que la dirección más probable de flujo subterráneo tiene una componente principal NO-SE, desde el NO (S6) hacia la Laguna Grande y en los primeros metros de profundidad de la misma, por lo que se ha decidido tomar como δ_{Q_e} (para el balance en la Laguna Grande) el dato de composición isotópica obtenido próximo a la superficie en S6. Dichos datos se ajustan bien a la recta de evaporación local, encontrándose entre la composición

isotópica de las muestras representativas del agua de lluvia local (δ_{P_d}) y de la Laguna Grande (δ_L). De esta forma se ha estimado una composición isotópica promedio del flujo de entrada subterráneo a la Laguna Grande ($\delta_{Q_e} = \delta_{S6}$) de -3,68‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de -33,82‰ para el $\delta^2\text{H}$. El flujo de salida subterráneo (Q_s) tendrá una composición isotópica similar a las lagunas ($\delta_{Q_s} = \delta_L$).

Aplicando la ecuación del balance de masas isotópico a la Laguna Grande:

$$\delta_L \Delta V = P_d \delta_{P_d} + V_e \delta_{V_e} - V_s \delta_L + \frac{E_v}{1-h+\Delta\epsilon} \left(h \delta_A - \frac{\delta_L - \epsilon_{tot}}{\alpha} + \Delta\epsilon \right) \Delta t$$

$$(4,4\text{‰})(-44888\text{m}^3) = (190911\text{m}^3)(-8,05\text{‰}) + V_e (-3,68\text{‰}) - V_s (4,4\text{‰}) + \frac{343304\text{m}^3}{1-0,6-5,68} (0,6(-18,9\text{‰}) - \frac{4,4\text{‰} + 15,74}{0,98995} - 5,68)$$

$$-197507 = -1536833 - 3,68V_e - 4,4V_s + 2429399$$

$$-1090073 = -3,68V_e - 4,4V_s$$

Según la ecuación del balance volumétrico:

$$\Delta V = (P_d + V_e) - (E_v + V_s)$$

$$V_e = V_s + 107505\text{m}^3$$

Sustituyendo los valores:

$$-1090073 = -3,68(V_s + 107505) - 4,4V_s$$

$$V_s = 85947\text{m}^3$$

$$V_e = 85947 + 107505\text{m}^3 = 193452\text{m}^3$$

Lo que supone unos caudales subterráneos de entrada (Q_e) y salida (Q_s) de unos 253 y 112 m³/día respectivamente, es decir, unos 0,1 y 0,04 hm³/año respectivamente.

Si se realiza el mismo balance de masas isotópico teniendo en cuenta la evaporación estimada mediante el tanque de evaporación de la estación meteorológica de Estaña (en lugar de la calculada por Penman), los aportes subterráneos para el periodo considerado (8 de mayo de 2009 a 9 de junio de 2011) parecen ser nulos. Sin embargo, los resultados del balance volumétrico a nivel diario y mensual realizado en función de las entradas y salidas subterráneas se pone de manifiesto la existencia de dichos aportes subterráneos, coherente a su vez con el

estudio piezométrico en el entorno de las lagunas. De esta forma, el hecho de que las entradas y salidas subterráneas estimadas a partir de la evaporación en el tanque parezcan no existir, se interpreta como debido a que, en el periodo considerado, las entradas son similares a las salidas (de manera que se anulan).

4.4 DISCUSIÓN

La recarga calculada mediante la aplicación de un balance de agua en el suelo (Easy_Bal 3.0), representa entre el 11 y el 36% de la precipitación media anual, con un promedio del 24% correspondiente a unos $0,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ ($157 \pm 74 \text{ mm/año}$). Se observa que la mayor parte de la recarga se produce en la zona de masa forestal, la cual presenta además una extensión mucho mayor ($1,026 \text{ km}^2$) que el cereal de invierno y el barbecho juntos ($0,55$ y $0,252 \text{ km}^2$ respectivamente), contribuyendo al 71% de la recarga total. Cabe destacar que esta zona se desarrolla en las cotas más altas de la cuenca de Estaña donde existe un mayor afloramiento de los materiales carbonatados del Muschelkalk y menor desarrollo de suelo. Por otro lado, los valores promedio de evapotranspiración real y escorrentía superficial obtenidos corresponden a unos 266 y 206 mm/año , respectivamente (44 y 32 % de la precipitación). En el tipo de suelo predominante en el área de recarga, masa forestal, la evapotranspiración es mayor (312 mm/año , 52 % de la precipitación) y la escorrentía superficial menor (125 mm/año , 19 % de la precipitación)

El balance de cloruros realizado pone de manifiesto una recarga de entre el 8 y el 30%, con un promedio del 18% de la precipitación media anual correspondiente a unos $0,22 \text{ hm}^3/\text{año}$ ($115 \pm 68 \text{ mm/año}$). Para la realización de dicho balance no se ha tenido en cuenta la escorrentía superficial por falta de datos sobre el contenido en cloruros de la misma. Además, es importante tener en cuenta la escasa información disponible en relación tanto con la concentración en cloruro de la precipitación como con la concentración en cloruro del agua de recarga, por lo que se recomienda disponer de un mayor número de puntos de control, datos de contenido de cloruro en la escorrentía superficial y series más largas de datos con la finalidad de minimizar la incertidumbre asociada la recarga mediante la aplicación de este método.

El rango de recarga obtenida mediante la aplicación de ambos métodos está comprendido entre los 47 y 231 mm/año , lo que supone entre el 8 y 36 % de la precipitación media anual. Si se tiene en cuenta la incertidumbre asociada tanto al balance de agua en el suelo como, sobretodo, al balance de cloruros realizado, se puede acotar un valor de recarga comprendido entre los 83 y 183 mm/año , lo que

representa entre el 15 y 30% de la precipitación media anual. Este rango de valores resulta coherente además con los resultados obtenidos a partir de caudales específicos de las estaciones de aforos de Confederación Hidrográfica del Ebro para la masa subterránea de Litera Alta (entre 95 y 221 mm/año) (CHE, 1998).

Por otra parte, se han realizado balances hídricos en las Lagunas de Estaña para el periodo comprendido entre el 8 de mayo de 2009 y el 9 de junio 2011 mediante la aplicación de tres métodos (balance volumétrico, balance de cloruros y balance isotópico). En la Laguna Pequeña no ha sido posible la aplicación del balance de cloruros ni del balance de masas isotópico por desconocimiento de la composición química e isotópica de las entadas subterráneas, por lo que no ha sido posible dar un orden de magnitud de los caudales de entrada y salida subterráneos. En la Laguna Grande, los valores obtenidos para las entradas ($0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$) y salidas subterráneas ($0,04 \text{ hm}^3/\text{año}$) a partir del balance de cloruros y del balance isotópico (utilizando la evaporación calculada mediante el método de Penman) son similares (Tabla 4.24), lo que podría justificar que la evaporación evaluada mediante este método se ajuste mejor a la realidad que la obtenida a partir del tanque. Los resultados de los balances hídricos obtenidos parecen poner de manifiesto un cierto predominio de las entradas frente a las salidas subterráneas en la Laguna Grande coincidiendo con los periodos de mayor precipitación.

Tabla 4.24. Comparativa de los valores de volumen subterráneo de entrada y salida (V_e y V_s) y caudal subterráneo de entrada y salida (Q_e y Q_s) obtenidos por los diferentes métodos de cálculo del balance hídrico en la Laguna Grande.

		Balance hídrico en las Laguna Grande	
		Balance de Cloruros	Balance Isotópico
Laguna Grande	V_e	$205697 \text{ m}^3 = 0,2 \text{ hm}^3$	$193452 \text{ m}^3 = 0,2 \text{ hm}^3$
	Q_e	$270 \text{ m}^3/\text{día}$ $0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$	$253 \text{ m}^3/\text{día}$ $0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$
	V_s	$98193 \text{ m}^3 = 0,098 \text{ hm}^3$	$85947 \text{ m}^3 = 0,085 \text{ hm}^3$
	Q_s	$128 \text{ m}^3/\text{día}$ $0,046 \text{ hm}^3/\text{año}$	$112 \text{ m}^3/\text{día}$ $0,04 \text{ hm}^3/\text{año}$

El balance hídrico en la Laguna Grande pone de manifiesto que la principal entrada de agua se produce por aporte subterráneo (en torno al 52% de la recarga total). Por otro lado, la salida de agua más importante corresponde a la evaporación (en torno al 60% de las salidas totales). Se pone de manifiesto, por lo tanto, que los

dos factores principales que controlan el funcionamiento hidrogeológico de la Laguna Grande son las entradas subterráneas y la pérdida por evaporación.

Las fluctuaciones de la lámina de agua en la Laguna Pequeña son menores que en la Laguna Grande y su tasa de renovación de agua más rápida. Este hecho se ha observado también en la composición isotópica de sus aguas, donde la Laguna Pequeña presenta un menor grado de fraccionamiento isotópico por evaporación, en relación con la Laguna Grande.

Por último, si se compara la recarga promedio obtenida ($0,2-0,3 \text{ hm}^3/\text{año}$) con el balance hídrico en las lagunas, se observa que el caudal subterráneo de entrada a la Laguna Grande (en torno a $0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$) corresponde aproximadamente entre el 33 y el 50% de la recarga, por lo que la cuenca subterránea definida sería suficiente para justificar la entrada de agua a las lagunas. Aunque existe una cierta incertidumbre con respecto a la extensión de la superficie de la cuenca subterránea, la recarga obtenida estaría comprendida entre los $0,2-0,4 \text{ hm}^3/\text{año}$ según la superficie considerada.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA

CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA

Desde el momento en el que el agua se infiltra en el terreno hasta que llega a las zonas de descarga se produce una estrecha interacción entre ésta y los materiales que atraviesa. Esta interacción viene definida por una serie de procesos químicos que modifican su composición (Custodio y Llamas 2001, Appelo y Postma, 2005, Garcia-Vera, 1994). La identificación de estos procesos permite completar la caracterización hidrogeológica del acuífero y llegar a comprender con mayor profundidad la dinámica del flujo subterráneo (Jaeger 1957, Custodio y Llamas 2001, Vallejos 2002, Kohfahl et al. 2008). Cualquier estudio de carácter hidroquímico debe integrarse dentro de estudios e interpretaciones geológicas e hidrogeológicas que supongan un sólido soporte a la caracterización hidroquímica del proceso. Existen multitud de estudios en los que se usa la hidroquímica y los isótopos estables de la molécula del agua para caracterizar los procesos de recarga y funcionamiento hidrogeológico en diferentes entornos kársticos a nivel mundial (Long y Putnam 2004, Barbieri et al. 2005), así como en la zona mediterránea (Cruz-San Julián et al 1992, Vandenschrick et al 2002)

Los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se utilizan de forma conjunta ya que forman parte de la molécula del agua. Son muy buenos trazadores del movimiento del agua y de algunos procesos de fraccionamiento natural (Majoube 1971; Gonfiantini 1986; Clark y Fritz 1997; Herrera, 2001). Su estudio también es útil como indicador del origen de las aguas subterráneas y puede ayudar a identificar el origen de la salinidad (Clark y Aravena, 2005).

Los procesos que llevan al fraccionamiento isotópico natural del agua se producen fundamentalmente por evaporación y condensación (Custodio y Llamas, 1983). La evaporación es un proceso altamente fraccionante, pudiendo producirse desde una superficie libre, durante la esorrentía antes de la infiltración e incluso desde la zona no saturada y saturada (Craig y Gordon, 1965; Brutsaert 1965; Zimmermann et al. 1967; Merlivat y Coantic, 1975; Merlivat y Jouzel 1979; Allison, 1982; Barnes y Allison, 1988; Senne et al. 1991; Gibson et al. 1996; Clark y Fritz, 1997). Las aguas subterráneas en regiones semiáridas son muy susceptibles a

cualquier cambio de usos del suelo, de la cubierta vegetal y de la morfología superficial (Gat, 1991; Kohfahl et al. 2008), dichos procesos pueden quedar reflejados en la marca isotópica de las aguas.

El ^3H es un isótopo inestable del hidrógeno que fue detectado en las aguas naturales en 1950 (Falting y Harteck, 1950; Grosse et al. 1951). Begemann (1959) y Roether (1967) estimaron que el contenido natural del ^3H en la lluvia antes de los ensayos nucleares era de 5 UT en Europa Central. Las concentraciones de tritio en las aguas subterráneas han sido estudiadas para la identificación de la edad del agua (Libby, 1953; Nir, 1964). El tritio aportado por las precipitaciones actuales tiene concentraciones de entre 2 y 10 UT, aunque en su mayoría procede de las explosiones nucleares posteriores a 1952 (Mason et al. 1982; Custodio y Llamas, 1983).

En este capítulo se realiza una caracterización hidroquímica e isotópica de la precipitación, las aguas subterráneas y las lagunas en el entorno de las Lagunas de Estaña. Para ello, se lleva a cabo el tratamiento de los datos siguiendo una metodología constituida por etapas sucesivas. Se presentan los datos hidrogeoquímicos previos disponibles así como los obtenidos en esta tesis, se hace referencia a las metodologías aplicadas para el muestreo y análisis (ver apartado 1.6) y se describe el tratamiento de los datos.

En todas las muestras tomadas en esta tesis se ha medido la conductividad eléctrica, pH y temperatura mediante aparatos portátiles de campo. La conductividad eléctrica es un parámetro que permite evaluar de forma rápida y fiable el grado de mineralización global del agua (Vallejos, 1997). El pH es importante porque pueden producirse cambios en las condiciones de equilibrio durante el traslado de las muestras, variando sustancialmente su valor, siendo un parámetro fundamental para el cálculo de los índices de saturación de las diferentes fases minerales disueltas en el agua. La temperatura es de gran importancia en los estudios hidrogeoquímicos ya que constituye una clave importante como indicador del movimiento del agua subterránea (Vallejos, 1997) e influye en el resto de parámetros. Además, es primordial en los cálculos termodinámicos relacionados con la química del agua (Lloyd y Heathcote, 1985). Además, se han realizado perfiles de parámetros físico-químicos tanto en los piezómetros como en las lagunas.

Los análisis químicos se han realizado en el Laboratorio de Análisis de Agua del IGME en Tres Cantos (Madrid) y comprenden 16 determinaciones; pH, conductividad eléctrica, oxidabilidad, sodio, potasio, calcio, magnesio, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, carbonatos, nitratos, nitritos, amonio, fosfato y sílice, además de bromuro en algunos casos. Los isótopos estables utilizados en esta investigación corresponden a $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ mientras que el isótopo radiactivo utilizado ha sido el ^3H . Todos los análisis isotópicos han sido realizados en el Laboratorio de Hidrología Isotópica del Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas (CETA) del CEDEX en Madrid.

Tras obtener los datos “in situ” en campo y realizar los pertinentes análisis químicos e isotópicos de las muestras en laboratorio, se han evaluado los posibles errores de medida. Se han elaborado gráficos y diagramas que permiten observar de un modo rápido las pautas de comportamiento general de las aguas, así como facilitar la interpretación de tendencias y procesos hidroquímicos e isotópicos específicos.

Los principales procedimientos de representación para la interpretación de los datos químicos e isotópicos, han sido los diagramas de correlación o gráficos X-Y, como son las relaciones iónicas o la relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, cuya aplicación es la de determinar las variaciones espaciales y resaltar las relaciones de interés entre las distintas especies iónicas e isotópicas (Sidle 1998, Clark and Fritz 1999, Cook and Herczeg 1999, Kohfahl et al 2008), permitiendo comparar las muestras con respecto a aguas extremas y sus procesos de mezcla. Los mapas hidrogeoquímicos a partir de diagramas de Stiff modificados (según Custodio, 1965), permiten identificar posibles áreas con diferente comportamiento hidroquímico. Por otro lado, los diagramas de Piper (1944) y Schoeller-Berkaloff (1964) permiten identificar y comparar la facies hidroquímicas dominantes. Con el fin de tener un mejor conocimiento de la dinámica del sistema, se han realizado e interpretado perfiles multiparamétricos tanto en los piezómetros como en las lagunas. Además, se han calculado los índices de saturación de las aguas a partir del programa PHREEQC (Parkhurst & Appelo 1999), obteniendo los índices de saturación y la distribución de las especies químicas en disolución.

La interpretación conjunta de todos los datos químicos e isotópicos (precipitación, aguas subterráneas y lagunas) ha permitido conocer los procesos hidrogeoquímicos más importantes así como mejorar el conocimiento sobre el funcionamiento de las Lagunas de Estaña.

5.1 ANTECEDENTES

La información hidrogeoquímica e isotópica previa a esta tesis es muy escasa y corresponde fundamentalmente a muestreos puntuales, de manera que en sentido estricto, no existen estudios hidrogeoquímicos e isotópicos anteriores orientados a conocer el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña.

La primera publicación que hace referencia al estudio hidroquímico de las Lagunas de Estaña se remonta a Ávila et al (1984), donde se resumen datos sobre la composición química, fitoplancton y zooplancton de la Laguna Grande. En este trabajo se recogen varios perfiles de temperatura (T^a), oxígeno disuelto (OD) y pH en ambas cubetas entre los años 1979-1980 y se aportan datos de concentración en sulfato. En muestreos posteriores realizados por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y la Universidad de Zaragoza, entre 2000 y 2005, se analizaron los elementos mayoritarios de un total de 27 muestras de agua en la Laguna Grande, a diferentes profundidades y en ambas cubetas, mientras que se realizó un único análisis en la Laguna Pequeña. Además se realizaron cinco análisis de agua subterránea en dos manantiales cercanos (cuatro en el Manantial de Estaña y uno en la Fuente de Caserras).

En el año 2004 se eligió el Sinclinal de Estopiñán como zona para llevar a cabo un estudio hidrogeológico dentro del Curso Internacional de Hidrología Subterránea de Barcelona (CIHS) (Villa y Gracia, 2004), realizándose un único análisis químico de elementos mayoritarios en la Laguna Grande y el Manantial de Estaña.

En la tesis doctoral de Morellón (2007) se realizaron, entre 2006 y 2007, un total de 39 análisis químicos de elementos mayoritarios en la cubeta SE de la Laguna Grande a diferentes profundidades y cinco en el Manantial de Estaña. Además de los análisis químicos de elementos mayoritarios, se realizaron varios perfiles de conductividad eléctrica (CE), temperatura (T^a) y pH, varios de ellos en colaboración con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y en el ámbito de la presente tesis. En los trabajos realizados por el Instituto Pirenaico de Ecología se dispone además de análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ entre 2001 y 2007. Se han recopilado un total de 28 datos de $\delta^{18}\text{O}$ y 16 de $\delta^2\text{H}$ en la cubeta SE de la Laguna Grande a varias profundidades, obteniéndose perfiles completos de $\delta^2\text{H}$ en junio de 2005 y de $\delta^{18}\text{O}$ en mayo de 2007. En la Laguna Pequeña la información se reduce a cuatro análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y tres de $\delta^2\text{H}$.

5.2 MATERIALES Y MÉTODOS

En este apartado se presentan todos los datos químicos e isotópicos recopilados y obtenidos correspondientes a la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña. Para ello se ha tenido en cuenta tanto la información previa disponible como las diferentes campañas y medidas de campo realizadas en el marco de esta tesis.

PRECIPITACIÓN

Se han estudiado los análisis químicos de la lluvia recogida principalmente en el tomamuestras instalado junto a la Laguna Grande de Estaña en el marco de esta tesis (apartado 2.2.4). Estos análisis corresponden al periodo 2008-2009, en el que se han analizado un total de 16 muestras. Cinco de las muestras corresponden a precipitación acumulada, mientras que las otras nueve corresponden a eventos de lluvia independientes. Los resultados se presentan en la tabla 5.1.

Se ha calculado el porcentaje de error de balance iónico de los 16 análisis, siendo menor al 6% en 15 de ellos. En estos análisis se ha comparado el porcentaje de error con la conductividad eléctrica (entre 10 y 193 $\mu\text{S}/\text{cm}$) según Custodio y Llamas (1983) considerándose los 15 análisis admisibles para la caracterización hidrogeoquímica. Estos se han representado mediante diagramas logarítmicos de Schoeller-Berkaloff (1964) y triangulares de Piper (1944), diferenciando entre evento o muestra acumulada (Figura 5.1). Todos los análisis presentan un similar grado de mineralización, variando entre composiciones sulfatadas cálcicas y en la mayoría de los casos, bicarbonatadas cálcico-magnésicas. Las variaciones máximas afectan fundamentalmente al sulfato, calcio y bicarbonato, coherente con los materiales aflorantes en la zona (yesos y carbonatos).

Los datos utilizados para la caracterización isotópica de la precipitación corresponden a un total de 12 análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ correspondientes el tomamuestras situado junto a la Laguna Grande de Estaña, entre enero de 2008 y septiembre de 2009. En dos de las muestras se determinó además ^3H . Cuatro de las muestras corresponden a precipitación acumulada mientras que el resto corresponde a eventos independientes. En la Tabla 5.2 se presentan los análisis isotópicos de la precipitación, indicándose además si se trata de muestra acumulada o evento, así como el volumen de precipitación.

Tabla 5.1. Análisis químicos de la precipitación en el tomamuestras de Estaña para el periodo 2008-2009 (acu= muestra acumulada y eve= evento)

		mg/l													μS/cm						mm	
Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	%error	TOC	CO ₂	Volumen	Muestra		
24/01/2008	1.0	1.00	4.00	6.00	2.00	0.49	1.00	3.00	0.05	0.30	0.10		5.9	20	14	5.3	<0.5	3.3		acu		
27/02/2008	2.0	1.00	6.00	7.00	4.00	0.00	2.00	3.00	0.00	1.80	0.10	0.009	6.1	32	24	-5.3	1.2	3.3		acu		
10/04/2008	1.4	1.00	12.00	4.00	4.00	0.00	2.00	5.00	0.00	0.00	0.10		6.1	42	28	1.8	1.1	2.2		eve		
20/04/2008	1.2	1.00	3.00	8.00	1.00	0.00	1.00	3.00	0.00	0.00	0.10		6.2	18	13	-2.3	0.8	nd		eve		
18/05/2008	2.9	1.00	3.00	8.00	1.00	0.00	1.00	3.00	0.00	0.00	0.10		6.1	18	15	-2.3	2.2	nd		eve		
29/05/2008	5.7	1.00	8.00	19.00	0.00	0.00	1.00	8.00	0.00	0.00	0.40		6.1	44	40	-4.8	4.3	nd	50	acu		
04/06/2008	14.2	0.95	39.67	11.70	0.00	0.70	1.25	19.34	0.19	0.00	0.06		5.9	111	86	5.7	10.7	8.8	17	eve		
02/10/2008	12.0	1.26	9.98	26.00	0.00	0.89	0.36	12.18	0.33	0.00	0.52	0.016	6.5	62	47	2.4	10.7	31.9	45	acu		
07/11/2008	3.0	0.19	0.72	9.50	0.65	0.27	1.20	1.62	0.09	0.00	0.10	0.002	6.3	20	17	4.0	2.6	nd	15	eve		
02/01/2009	2.9	0.31	0.63	7.77	0.66	0.18	0.96	1.52	0.03	0.00	0.20	0.002	7.5	10	nd	2.5	3.8	3.3	70	eve		
06/04/2009	13.1	0.14	0.59	9.03	0.26	0.14	0.88	1.88	0.05	0.00	0.20		7.3	18	17	3.2	13.5	6.6	28	eve		
14/04/2009	3.1	0.23	0.75	7.44	0.96	0.22	0.95	1.58	0.03	0.00	0.20	0.005	7.3	17	14	5.0	3.1	4.4	90	eve		
29/04/2009	6.5	0.28	1.53	14.10	0.58	0.34	0.73	4.23	0.05	0.00	0.20		7.1	29	26	2.7	6.5	5.5	95	eve		
20/07/2009	20.0	0.65	2.76	15.30	8.02	0.63	0.82	7.55	0.29	0.00	0.40	0.004	6.7	47	57	5.2	21.1	22.0	75	eve		
24/09/2009	17.6	1.64	1.89	15.30	2.73	0.38	2.11	3.66	1.00	0.00	0.20		7.1	42	46	4.9	17.4	14.3	45	eve		

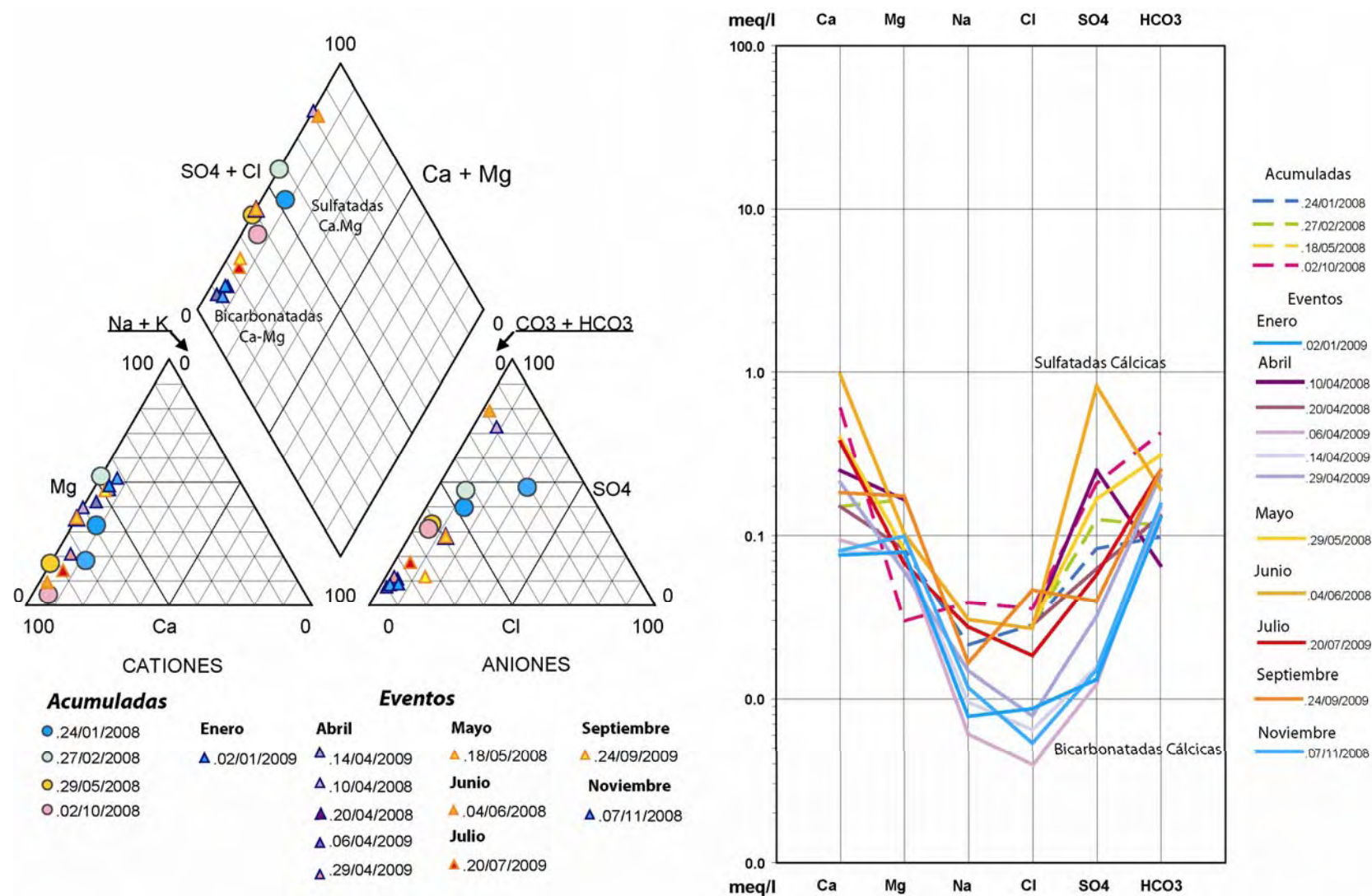


Figura 5.1. Diagramas de Piper y Schoeller para las muestras de precipitación correspondientes al tomamuestras instalado en las Lagunas de Estaña entre enero de 2008 y septiembre de 2009.

Tabla 5.2 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en el tomamuestras de lluvia de la Laguna Grande de Estaña.

Fecha	Volumen (mm)	Muestra	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^3\text{H}$	$\sigma\delta^3\text{H}$
29/11/2007		acumulada	-6.21	-40.43	9.25		
24/01/2008		acumulada	-9.15	-61.85	11.35		
19/03/2008		evento	-6.75	-45.77	8.23		
31/03/2008		evento	-6.89	-43.51	11.61		
10/04/2008		evento	-7.46	-50.77	8.91	3.72	0.35
20/04/2008		evento	-9.37	-65.50	9.46		
18/05/2008		evento	-5.80	-37.46	8.94		
29/05/2008	50	acumulada	-7.34	-51.14	7.58		
04/06/2008	17	evento	-7.49	-51.99	7.93		
27/06/2008	15	evento	-2.75	-15.10	6.90		
02/10/2008	45	acumulada	-5.69	-30.98	14.54	7.13	0.43
07/11/2008	15	evento	-8.86	-59.81	11.07		

LAGUNAS

Los análisis químicos considerados corresponden principalmente a las campañas de campo realizadas en el marco de esta tesis entre agosto de 2007 y enero de 2010 (Tabla 5.3). Durante este periodo se realizaron un total de cinco muestreos; agosto de 2007, septiembre de 2007, enero de 2008, agosto de 2008 y enero de 2010, obteniéndose un total de 35 análisis (23 en la Laguna Grande y 12 en la Laguna Pequeña).

En agosto de 2007 y enero de 2010 se tomó únicamente una muestra de superficie tanto en la Laguna Grande como en la Laguna Pequeña. En septiembre de 2007 y enero de 2008 se tomaron muestras a diferentes profundidades; 10 de ellas en la cubeta SE, ocho en la cubeta NO de la Laguna Grande y una muestra de superficie de la Laguna Pequeña. Por último, en agosto de 2008 se tomaron de nuevo muestras a diferentes profundidades, tanto en la cubeta SE de la Laguna Grande como en la Laguna Pequeña (cuatro y ocho muestras respectivamente) (Tabla 5.3).

En las figuras 5.2 y 5.3 se presenta la composición química de las Lagunas de Estaña analizadas en el periodo 2007-2010, diferenciando las muestras correspondientes a la Laguna Grande y a la Laguna Pequeña. En todos los casos se han identificado las fechas de los muestreos. Tanto las aguas de la Laguna Grande como de la Laguna Pequeña son sulfatadas cálcicas y presentan una importante homogeneidad en la composición química, tanto en profundidad como en el tiempo. Cabe destacar que la Laguna Pequeña, pese a ser sulfatada cálcica, presenta contenidos similares en todos los iones mayoritarios.

Tabla 5.3. Análisis químicos obtenidos en las Lagunas de Estaña durante el periodo 2007-2010 (na= no analizado; nd= no determinado).

LAGUNA GRANDE				mg/l													µS/cm				
Dato	Muestra	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NO ₂	NH ₄	P ₂ O ₅	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error
PERFIL COMPLETO	0m SE	07/04/2004	5.5	225	1552	179	2	156	151	444	19						7.36	2970			0.78
	0m SE	01/08/2007	5.5	288	2280	106	1.0	182	204	610	19	0.00	0.10	0.00	3.5	0.332	7.3	4853	3195	10.1	-2.7
	0m SE	20/09/2007	5.5	312	2000	98	1.0	211	196	576	23	0.00	0.19	0.00	3.9	0.519	7.5	4673	3600	14.5	5.1
	5m SE	20/09/2007	5.5	308	2060	99	0.0	213	192	590	23	0.00	0.12	0.00	3.7	na	7.5	4703	3472	14.2	3.8
	9m SE	20/09/2007	6.4	288	1910	125	0.0	201	184	550	21	0.93	0.48	0.00	5.3	1.084	6.9	4523	3404	11.7	4.1
	11m SE	20/09/2007	5.8	300	1880	125	0.0	200	184	550	21	0.00	1.70	0.00	5.6	1.113	6.8	4493	3383	11.6	4.6
	16m SE	20/09/2007	6.8	284	1900	144	1.0	198	180	560	21	0.00	3.10	0.00	7.8	na	6.7	4633	3437	12.9	4.1
	0m NO	20/09/2007	6.5	300	1990	102	0.0	186	192	560	19	0.00	0.38	0.00	4.2	na	7.2	4743	3558	14.2	1.8
	3m NO	20/09/2007	6.4	300	1920	104	0.0	185	192	550	19	0.00	0.30	0.00	4.1	na	7.1	4743	3500	13.3	3.5
6m NO	20/09/2007	5.9	300	2030	102	0.0	185	192	580	19	0.00	0.35	0.00	4.2	0.795	7.1	4683	3505	12.6	2.0	
9m NO	20/09/2007	7.1	292	1870	183	0.0	183	184	550	20	0.00	4.00	0.00	8.7	na	6.8	4723	3345	13.2	2.1	
PERFIL COMPLETO	0m SE	17/01/2008	7.0	300	1640	111	1.0	182	188	450	18	0.00	1.20	0.00	6.40	n.d.	6.7	4754	3457	30.99	4.4
	5m SE	17/01/2008	8.8	302	1630	104	3.0	180	184	460	19	0.00	0.26	0.00	6.30	n.d.	6.7	4684	3411	30.74	5.2
	9m SE	17/01/2008	7.8	316	1640	102	3.0	181	188	460	19	0.00	0.00	0.00	6.40	n.d.	6.8	4684	3388	30.72	4.7
	11m SE	17/01/2008	9.3	310	1740	119	1.0	221	184	480	19	0.00	0.97	0.00	6.40	n.d.	6.9	4664	3354	32.12	5.0
	16m SE	17/01/2008	7.0	304	1710	110	5.0	223	184	460	22	0.00	0.00	0.00	6.90	n.d.	7.0	4714	3379	30.06	5.2
	0m NO	17/01/2008	7.0	312	1750	108	1.0	219	184	480	23	0.66	0.96	0.00	6.00	n.d.	6.9	4724	3335	31.79	4.8
	4m NO	17/01/2008	7.0	310	1760	109	2.0	235	184	472	22	1.80	0.73	0.00	6.00	n.d.	7.1	4734	3391	7.6	5.0
9m NO	17/01/2008	7.0	304	1740	105	5.0	234	184	460	22	0.00	0.00	0.06	6.00	n.d.	7.1	4684	3393	6.18	5.0	
PERFIL COMPLETO	0m SE	06/08/2008	3.2	290	2011	100	0.2	192	202	576	21	0.00	0.46	0.00	4.20	0.361	7.2	4793	3666	10.2	5.0
	11m SE	06/08/2008	5.0	289	2004	101	0.2	190	202	576	20	0.00	0.69	0.00	4.60	0.361	7.3	4773	3512	9.2	5.2
	12m SE	06/08/2008	4.5	281	1957	116	0.2	186	198	563	21	0.00	0.00	0.00	7.20	0.351	7.3	4733	3551	8.1	5.0
	16m SE	06/08/2008	4.6	284	1977	173	11.5	186	199	591	20	0.00	0.00	0.00	19.80	0.366	7.3	4813	4147	7.0	4.6
	0m SE	18/01/2010	8.4	280	1998	126	8.2	226	190	570	20	0.57	0.62	0.00	4.70	0.579	7.5	4850	3698	7.4	5.4
LAGUNA PEQUEÑA				mg/l													µS/cm				
Dato	Muestra	Fecha	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NO ₂	NH ₄	P ₂ O ₅	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error
	0m	01/08/2007	1.6	129	255	175	3	84	44	101	5	0.00	0.00	0.00	10.4	0	7.6	983	695	2.8	5.0
	0m	17/01/2008	1.6	136	255	142	4	88	38	100	5	0.00	0.00	0.00	14.80	n.d.	7.3	1007	738	1.49	4.8
	0m	11/03/2008	1.4	130	296	105	3	84	40	102	5	0.00	0.00	0.00	7.00	0.126	7.3	1011	753	1.5	5.0
PERFIL COMPLETO	0m	06/08/2008	2.1	117	237	116	1	84	37	77	5	0.00	0.00	0.00	12.10	0.120	7.7	926	685	2.4	5.1
	1m	06/08/2008	2.2	117	243	162	1	82	41	89	5	0.00	0.00	0.00	11.80	0.116	7.7	991	722	2.6	5.0
	2m	06/08/2008	1.9	116	240	144	1	82	41	83	5	0.00	0.00	0.00	11.80	0.113	7.7	983	718	2.3	4.9
	3m	06/08/2008	2.1	117	237	144	4	82	40	83	5	0.00	0.00	0.06	11.70	0.114	7.7	980	697	2.5	4.4
	4m	06/08/2008	1.7	118	237	139	1	82	40	82	0	0.00	0.00	0.00	11.80	0.113	5.1	958	715	2.3	3.8
	5m	06/08/2008	2.0	118	243	148	1	80	41	87	5	0.00	0.00	0.00	11.90	0.115	7.6	994	716	2.3	4.3
	6m	06/08/2008	1.4	91	241	142	2	77	36	78	5	0.00	0.00	0.00	13.30	0.113	7.6	967	689	2.2	4.3
	7m	06/08/2008	2.2	91	220	188	6	79	35	88	5	0.00	0.00	0.00	21.70	0.131	7.7	996	747	2.9	5.3
	0m	18/01/2010	1.7	117	236	215	5	88	42	101	5	0.00	0.00	0.00	12.90	0.165	7.9	1023	759	2.3	5.5

Como complemento a los análisis químicos anteriormente presentados, se realizaron además perfiles multiparamétricos en ambas lagunas, haciendo descender la sonda desde la superficie de la lámina de agua, a partir de donde se comenzó a tomar medidas, hasta llegar al fondo.

En la Laguna Grande, en septiembre de 2007 y enero de 2008 se midió la temperatura (T^a), pH, conductividad eléctrica (CE), total de sólidos disueltos (TSD en mg/l), total de sólidos en suspensión (TSS en mg/l) y materia orgánica (MO en mg/l) en ambas cubetas, registrándose las medidas cada metro. Posteriormente, en agosto de 2008 y únicamente en la cubeta SE, se realizaron perfiles de temperatura (T^a), pH, conductividad eléctrica (CE), oxígeno disuelto (OD%) y potencial redox (Eh). Además de los perfiles realizados en el marco de esta investigación, también se han tenido en cuenta los realizados en la cubeta SE de la Laguna Grande por parte del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE) en febrero y mayo de 2007, en los que se tomaron datos de temperatura (T^a), conductividad eléctrica (CE) y pH.

En la Laguna Pequeña solo se realizó un perfil en agosto de 2008 donde se midió temperatura (T^a), pH, conductividad eléctrica (CE), oxígeno disuelto (OD%) y potencial redox (Eh), cada 0,5 m.

Se han representado conjuntamente los perfiles realizados tanto en la Laguna Grande como en la Pequeña (Figura 5.4). Dado que no existen diferencias significativas entre los perfiles realizados en las cubetas de las Laguna Grande, se han representado únicamente los correspondientes a las cubeta SE (de mayor profundidad). Además de los datos tomados mediante sonda multiparámetrica, también se han representado los medidos mediante conductivímetro y pH-metro de campo en septiembre de 2007 y enero de 2008. Los valores obtenidos por ambos métodos son muy similares y han servido para contrastar ambas mediciones. La escala vertical corresponde a la profundidad de medida corregida a cota absoluta (msnm).

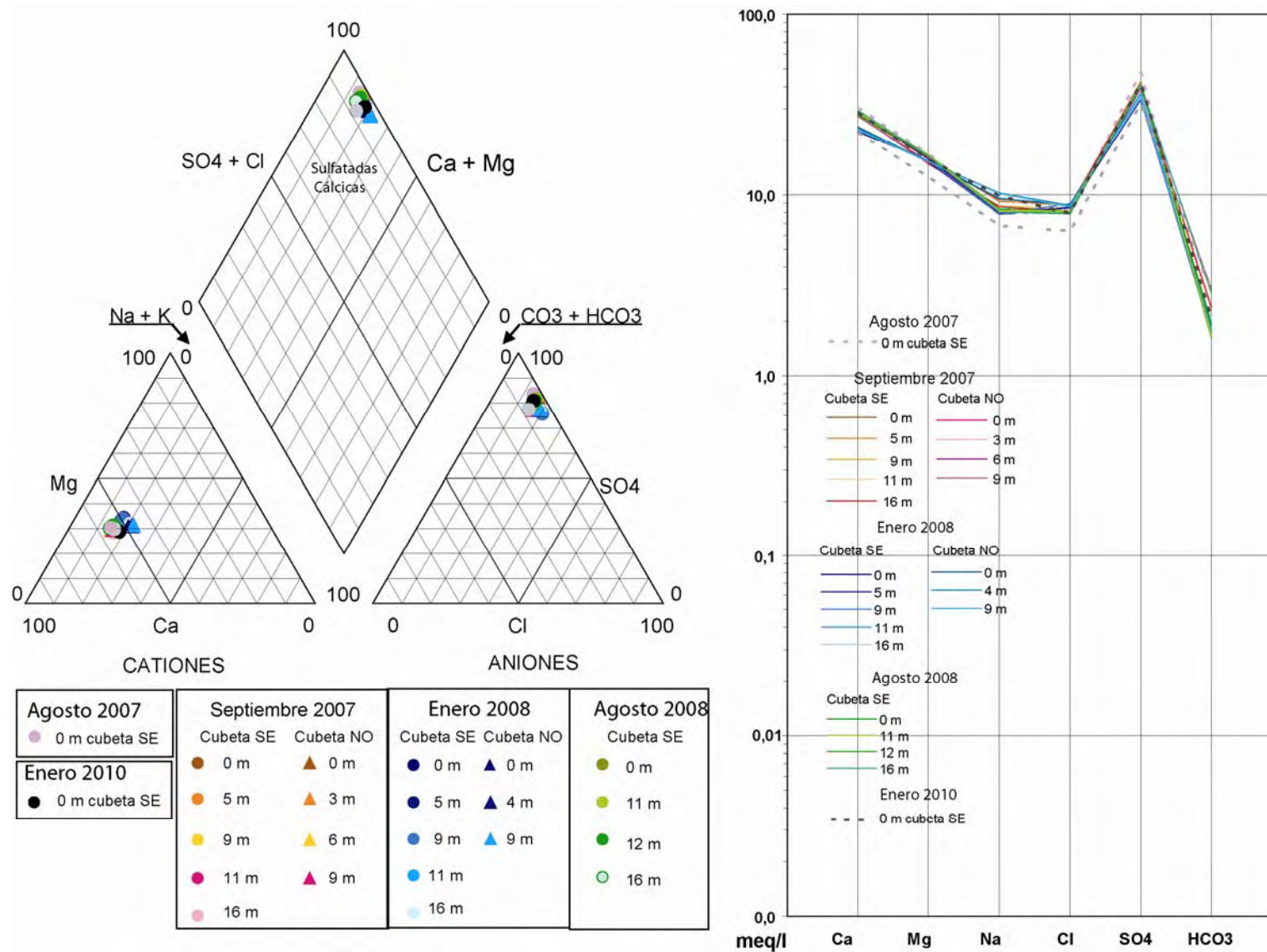


Figura 5.2. Composición química de las muestras de la Laguna Grande tomadas entre 2007 y 2010.

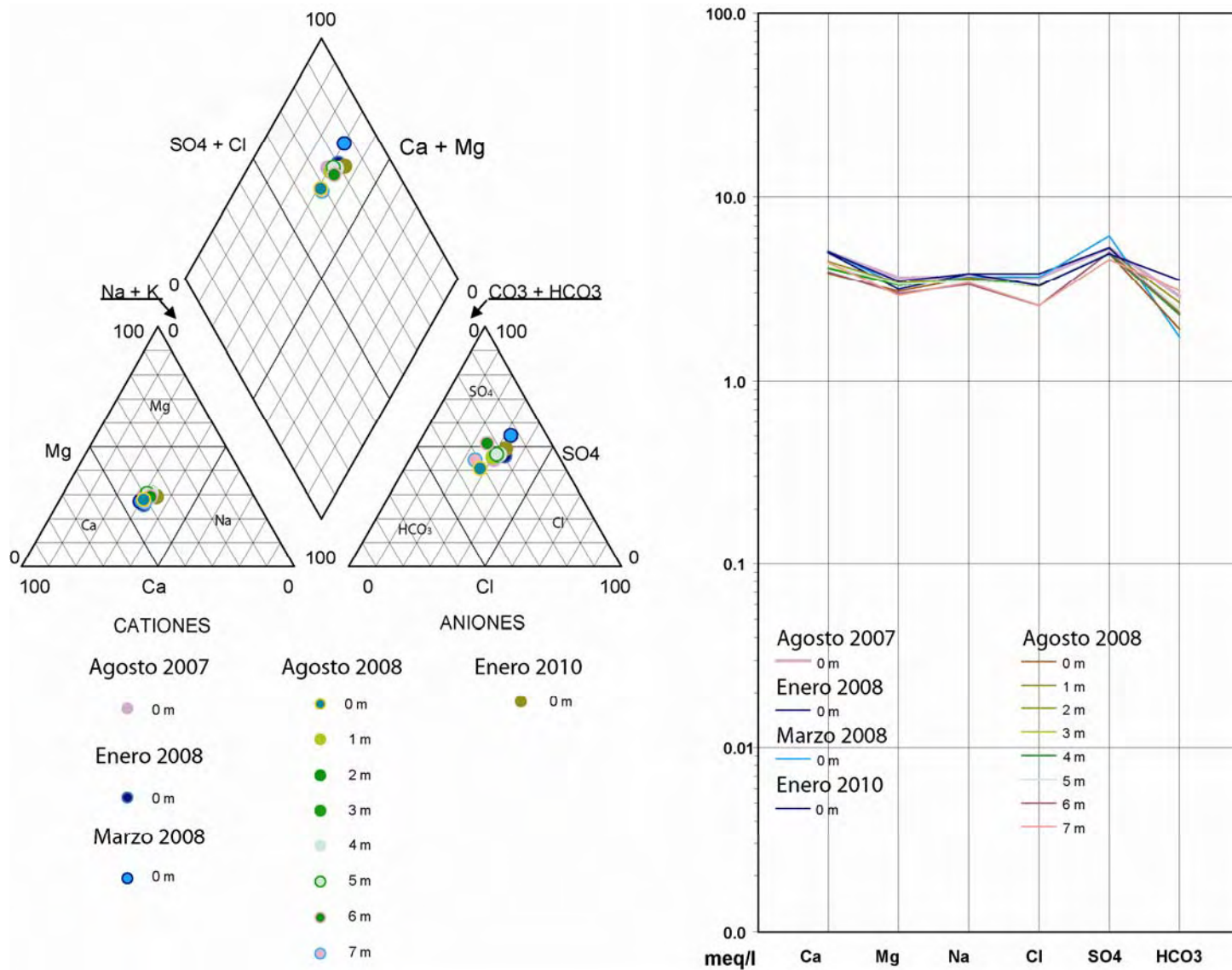


Figura 5.3. Composición química de las muestras de la Laguna Pequeña entre 2007 y 2010.

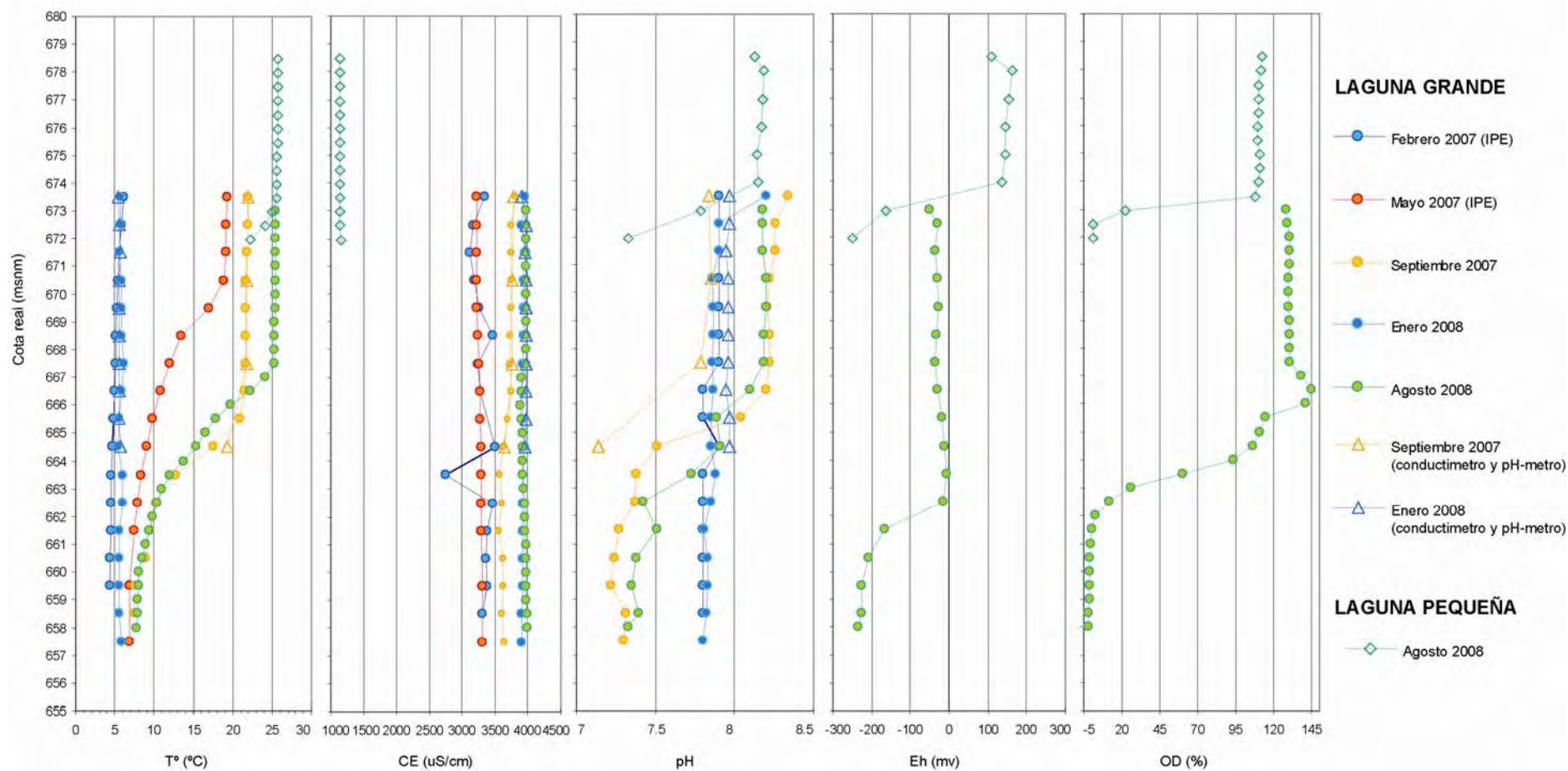


Figura 5.4. Perfiles de temperatura (T°), pH, conductividad eléctrica (CE), Eh y oxígeno disuelto (OD %) en la Laguna Grande y en la Laguna Pequeña diferenciado por fechas de muestreo. En septiembre de 2007 y enero de 2008 además se midieron los parámetros de CE y pH mediante conductímetro y pHmetro de campo (IPE: Instituto Pirenaico de Ecología).

En la Laguna Grande el rango de variación de la temperatura es mucho más amplio, ya que en invierno se mantiene estable en toda la columna en torno a 5° C, mientras que en verano se produce una estratificación térmica. En esta época del año la temperatura se mantiene estable a 26° C hasta los 6-7 m de profundidad, donde se sitúa la termoclina, a partir de la cual se produce un descenso brusco de la temperatura, llegando a los 5° C en el fondo. El rango de variación de la CE es muy pequeño, con valores comprendidos entre los 3200 y 3900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aproximadamente. El valor de pH varía desde aproximadamente 8 en superficie hacia valores en torno a 7 en profundidad. En el perfil realizado en agosto de 2008, el Eh varía entre -50 mv en superficie y -236 mv en profundidad, mientras que el oxígeno disuelto oscila entre 128% y -1.7%, poniendo de manifiesto la existencia de condiciones anóxicas y reductoras en profundidad.

En la Laguna Pequeña no se produce estratificación térmica en verano, probablemente debido a su escasa profundidad (7 m) manteniéndose todo el perfil en torno a los 25 ° C, mientras que en invierno la temperatura es de unos 5° C. El rango de variación de la CE es de entre los 1100 y 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mientras que el valor de pH, al igual que en la Laguna Grande, varía entre aproximadamente 8 en superficie y en torno a 7 en profundidad. El Eh varía entre +110 mv en superficie y -250 mv en profundidad, oscilando la medida de oxígeno disuelto entre 112% y -0.7%, indicando también la existencia de condiciones reductoras y anóxicas en profundidad.

Con respecto a los datos isotópicos, en agosto de 2007, noviembre de 2008 y enero de 2010 se tomaron muestras en la superficie de la Laguna Grande, en las que se analizó $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, además de ^3H en el primer caso. Tanto en septiembre de 2007 como en enero de 2008, se tomaron muestras para análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ a diferentes profundidades en ambas cubetas (SE y NO). En agosto de 2008 únicamente se muestreó en la cubeta SE para análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y se determinó ^3H en la muestra tomada a mayor profundidad. En la Laguna Pequeña se tomaron muestras en superficie en agosto de 2007, enero de 2008, febrero de 2008 y enero de 2010, en las que se analizó $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, además de ^3H en el primer caso. Solo se tomaron muestras a diferentes profundidades en agosto de 2008, para análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, además de ^3H en la muestra tomada a mayor profundidad. En la tabla 5.4 se presentan los resultados de los análisis isotópicos en ambas lagunas.

Tabla 5.4. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en las Lagunas de Estaña (periodo 2007-2010).

Laguna Grande

Dato	Muestra	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
	0 m SE	01/08/2007	4.39	5.34	-29.79	5.73	0.44
PERFIL COMPLETO	0 m SE	20/09/2007	4.77	6.84	-31.29		
	9 m SE	20/09/2007	3.88	2.75	-28.28		
	11 m SE	20/09/2007	3.86	3.41	-27.43		
	16 m SE	20/09/2007	3.81	3.33	-27.19		
	0 m NO	20/09/2007	4.70	7.85	-29.79		
	9 m NO	20/09/2007	3.77	2.28	-27.92		
PERFIL COMPLETO	0 m SE	17/01/2008	4.51	7.64	-28.44		
	5 m SE	17/01/2008	4.51	7.31	-28.73		
	9 m SE	17/01/2008	4.52	6.56	-29.60		
	11 m SE	17/01/2008	4.53	6.28	-29.93		
	16 m SE	17/01/2008	4.63	7.07	-30.01		
	0 m NO	17/01/2008	4.54	6.98	-29.31		
	4 m NO	17/01/2008	4.64	7.66	-29.46		
	9 m NO	17/01/2008	4.54	7.15	-29.13		
PERFIL COMPLETO	0 m SE	06/08/2008	4.73	9.23	-28.61		
	11 m SE	06/08/2008	4.69	8.09	-29.44		
	12 m SE	06/08/2008	4.44	7.13	-28.35		
	16 m SE	06/08/2008	4.42	6.84	-28.48	5.28	0.45
	0 m SE	25/11/2008	4.51	7.48	-28.60		
	0 m SE	18/01/2010	4.08	4.72	-27.92		

Laguna Pequeña

Dato	Muestra	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
	0m	01/08/2007	-1.00	-23.65	-15.69	7.39	0.48
	0m	17/01/2008	-0.84	-21.44	-14.76		
	0m	11/03/2008	-0.84	-21.28	-14.56		
PERFIL COMPLETO	0m	06/08/2008	-0.45	-19.79	-16.19		
	1m	06/08/2008	-0.49	-19.35	-15.43		
	2m	06/08/2008	-0.48	-19.51	-15.67		
	3m	06/08/2008	-0.52	-19.90	-15.74		
	4m	06/08/2008	-0.53	-19.42	-15.18		
	5m	06/08/2008	-0.48	-20.07	-16.23		
	6m	06/08/2008	-0.77	-20.95	-14.79		
	7m	06/08/2008	-1.04	-21.97	-13.65	8.2	0.52
	0m	18/01/2010	-1.91	-26.34	-11.06		

Los valores en la Laguna Grande varían entre 3,77 y 4,77‰ en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ y entre 2,28 y 9,23‰ en el caso del $\delta^2\text{H}$, con un exceso de deuterio (d) promedio de -29. En la Laguna Pequeña los valores son algo menores, entre -1.91 y 0.77‰ en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ y entre -26.34 y -19.35‰ en el caso del $\delta^2\text{H}$, con un valor promedio de exceso de deuterio de alrededor de -15. Se determinó el ^3H obteniéndose un valor entre 5,28 y 5,73 UT en la Laguna Grande y entre 7,39 y 8,2 UT en la Laguna Pequeña.

AGUAS SUBTERRÁNEAS

Los puntos de agua subterránea disponibles en el entorno de las Lagunas de Estaña corresponden a seis manantiales y cinco piezómetros. Los piezómetros fueron perforados y contruidos en el marco de la presente tesis durante el verano de 2009. Para caracterizar la composición química e isotópica del agua subterránea se ha recopilado la información previa disponible y realizado diversas campañas de muestreo y perfiles multiparamétricos entre julio de 2007 y enero de 2010. La distribución espacial de los puntos muestreados se presenta en la Figura 5.5.

Con respecto a la información previa disponible, de los 77 análisis químicos realizados con anterioridad a esta tesis (manantiales) se ha calculado el error de balance iónico en 47 de ellos, ya que el resto eran incompletos, obteniéndose un error que supera el 10% en 43 de los casos, siendo el error máximo del 91%. Si se compara el error de balance iónico con la conductividad eléctrica (Custodio y Illamas, 1983), solo tres análisis del Manantial de Estaña se pueden considerar como admisibles y por lo tanto, se han utilizado en la caracterización hidrogeoquímica. Asimismo, de los análisis isotópicos previos disponibles, solo en 10 casos se tiene el dato completo del par $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, los cuales se han tenido en cuenta para la caracterización isotópica. También se han tenido en cuenta todos los datos fisicoquímicos (pH, CE, T^a y OD) e isotópicos obtenidos en los diversos perfiles realizados con anterioridad.

Para la caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas, durante el desarrollo de esta investigación, se han realizado un total de cinco muestreos en agosto de 2007, marzo de 2008, agosto de 2008, septiembre y octubre de 2009 y enero de 2010. Los parámetros fisico-químicos tomados en campo se presentan en la Tabla 5.5. En agosto de 2007, marzo de 2008 y agosto de 2008 se tomaron únicamente muestras en el Manantial de Estaña, Fuente del Prat y Fuente de Caserras, mientras que en septiembre de 2009 se incorporaron la Balsa del Prat, Fuente de la Cravera y Fuente de la Higuera. En octubre de 2009 se realizó el primer muestreo en los nuevos piezómetros S1, S3, S3b, S4 y S6 (Figura 5.5), junto con los seis manantiales antes comentados. Por último, en enero de 2010 se tomaron un total de 12 muestras en los piezómetros a diferentes profundidades (Tabla 5.6). Paralelamente a cada muestreo de aguas subterráneas se realizaron determinaciones de parámetros fisico-químicos “in situ”, que incluyeron la medición de temperatura (T^a), pH y conductividad eléctrica (CE).

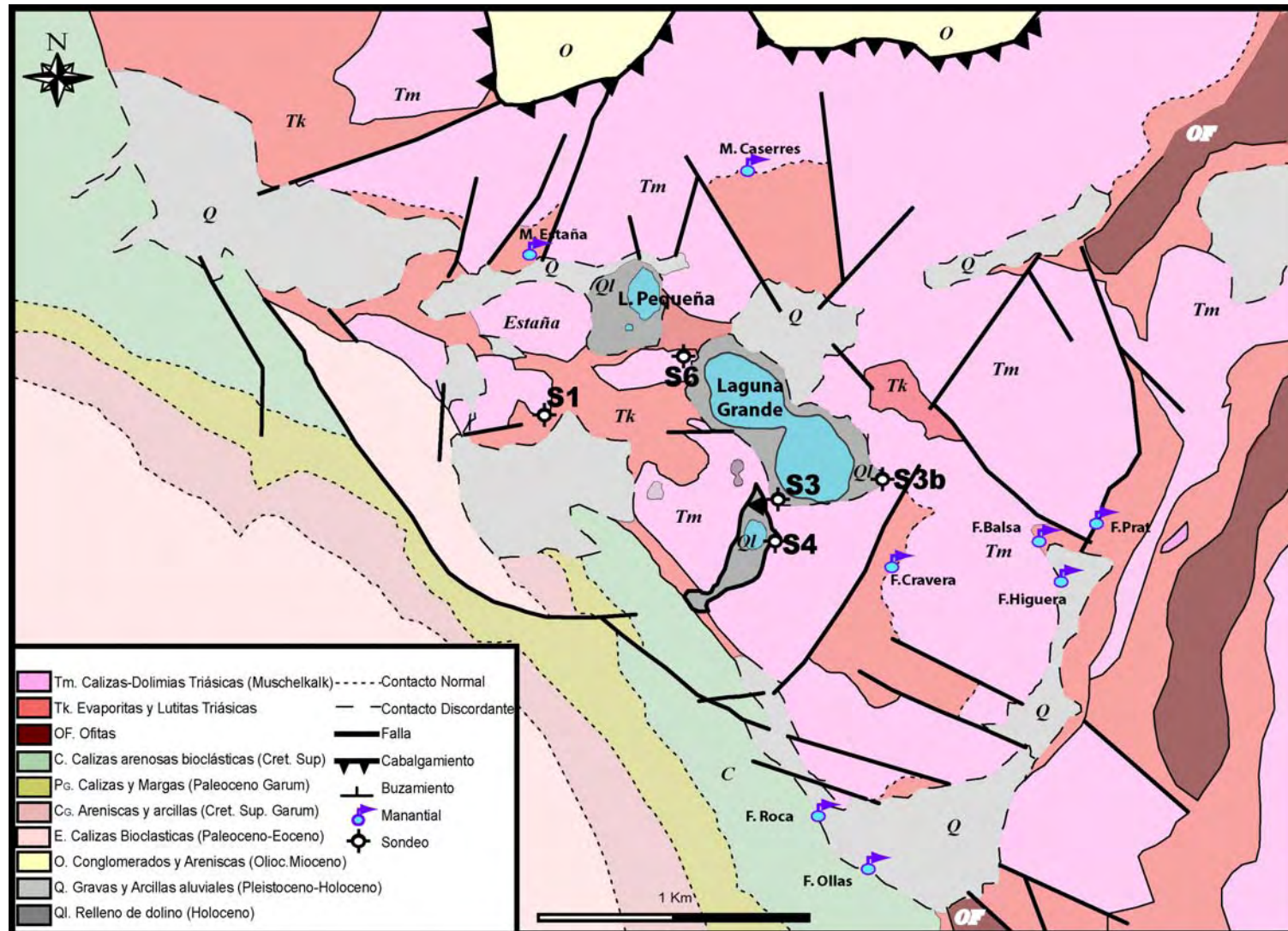


Figura 5.5. Puntos de agua subterránea (manantiales y piezómetros) muestreados durante las campañas 2007-2010.

Tabla 5.5. Parámetros físico-químicos medidos en campo en las aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) entre agosto de 2007 y enero 2010.

Punto	Toponimia	Muestreo	T° vidrio	T° conductímetro	CE CRISON ($\mu\text{S/cm}$)	pH	Eh (mv)	OD (%)
43	M. ESTAÑA	01/08/2007	16	20	574	7.9		
43	M. ESTAÑA	11/03/2008	13.5	14.2	556	7.8	253	
43	M. ESTAÑA	05/08/2008	16	17.9	474	7.7	151	
107	F. PRAT	27/06/2007	16	18	70600?	7.4		
107	F. PRAT	13/03/2008	14.8	15.3	21000	7.3	76	
107	F. PRAT	06/08/2008	18	19.4	20700	7.5	98	
112	F. CASERRAS	01/08/2007	20	18.9	414			
112	F. CASERRAS	10/04/2008	14	14.2	413	8.0	175	
112	F. CASERRAS	01/09/2008		17.8	357	7.8	16	
130	BALSA PRAT	09/09/2009		18.1	1210		43	
130	BALSA PRAT	08/10/2009		15.7	1141	7.6	91	96.3
131	FD HIGUERA	09/09/2009		17.2	1621		38	
131	FD HIGUERA	08/10/2009		16.1	1566	7.5	56	48.0
132	F. CRAVERA	09/09/2009		15.7	526		-183	
132	F. CRAVERA	08/10/2009		16.1	560	7.3	-118	25.4
S1	S1-23M	25/01/2010	12	13.0	4430	8.0	195	
S3	S3-6M	08/10/2009		16.9	3190	7.2	-145	23.1
S3	S3-4M	25/01/2010	12.5	12.7	3340	7.2	-61	
S3	S3-6M	25/01/2010	13	12.9	3880	7.7	-78	
S3	S3-12M	25/01/2010	12.5	12.0	4130	7.6	-93	
S3b	S3b-10M	08/10/2009		16.0	1424	7.3	-26	24.9
S3B	S3B-7M	25/01/2010		13.3	2010	8.5	34	
S3B	S3B-11M	25/01/2010		11.9	2800	7.9	-48	
S3B	S3B-22M	25/01/2010		13.3	3180	7.9	-107	
S4	S4-7M	08/10/2009		17.4	2300	7.1	-258	12.2
S4	S4-6M	25/01/2010	14	13.8	2050	8.0	-220	
S4	S4-18M	25/01/2010	13.5	13.7	3300	7.6	-180	
S6	S6-16M	08/10/2009		17.0	885	7.6	111	23.8
S6	S6-15M	25/01/2010	12	11.8	1054	8.3	65	
S6	S6-22M	25/01/2010	13	11.8	2370	7.7	-10	
S6	S6-36M	25/01/2010	13	11.4	2680	7.7	-48	

El rango de temperatura obtenida en los manantiales varía entre 15 y 20 °C dependiendo de la época del año, mientras que en los piezómetros es más estable, en torno a los 13°C. El valor de la conductividad eléctrica en los manantiales varía entre 365 y 1409 $\mu\text{S/cm}$, excepto en la Fuente del Prat con una conductividad eléctrica en torno a 21000 $\mu\text{S/cm}$ (manantial hipersalino). El rango de conductividad eléctrica obtenido en los piezómetros varía entre 1102 y 5253 $\mu\text{S/cm}$, aumentando con la profundidad. En la mayoría de los casos se midió además el pH y Eh en el campo, y en la campaña de octubre de 2009 también el oxígeno disuelto (OD%). El rango de valores obtenidos para el pH es de entre 7 y 8 en todos los casos. Se han observado importantes diferencias en el Eh, entre condiciones oxidantes en los manantiales y piezómetros en superficie y reductoras en los piezómetros (muestras más profundas). El valor de oxígeno disuelto (OD%) varía entre el 25-96% en los manantiales, siendo menor en los piezómetros (12-25%), aunque en ningún caso se alcanzan condiciones anóxicas.

Tabla 5.6. Análisis químicos de las aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) en el entorno de las Lagunas de Estaña (campañas 2007-2010).

MANANTIALES					mg/l											μS/cm				
Punto	Muestra	Fecha	Cota	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error
43	M. Estaña	07/04/2004	732		53.78	56.53	230.94	12.93	30.30	17.80	72.97	1.96				7.49	596			-3.1
43	M. Estaña	09/06/2006	732		38.25	48.53	168.40	7.86	23.48	13.27	60.31	2.39	0.00		0.03					4.3
43	M. Estaña	01/08/2007	732	0.5	44	50	193	10	29	16	65	2	0.00	8.5	0.04	7.7	505	354	1.4	4.8
43	M. Estaña	11/03/2008	732	0.7	38	45	162	10	28	14	53	2	0.00	10.40	0.05	7.4	490	327	<0.5	5.1
43	M. Estaña	05/08/2008	732	1.0	41	61	179	11	28	15	66	2	0.00	10.4	0.06	7.9	514	351	<0.5	4.8
107	F. Prat	27/06/2007	609		7020	1110	175	25	4795	108	308	97	0.00	9.1	3.00	7.6	21065	14624	6.5	4.8
107	F. Prat	13/03/2008	609		7700	920	19	24	5056	100	340	91	0.00	10.90	18.04	7.7	21746	14182	<0.5	4.4
107	F. Prat	06/08/2008	609		7050	880	180	20	4615	100	320	88	0.00	9.6	45.61	7.8	21229	14828	<0.5	3.1
112	F. Caserras	01/08/2007	805	0.5	4	76	140	3	3	19	51	0	0.00	8.1	0.03	7.8	364	259	1.4	5.1
112	F. Caserras	10/04/2008	805	0.7	2	69	97	3	3	21	28	0	0.00	10.50	0.03	8.0	366	262	0.6	4.2
112	F. Caserras	01/09/2008	805	0.8	4	80	131	3	3	18	51	0	0.00	10.3	0.02	7.8	378	263	0.6	4.8
130	Balsa Prat	09/09/2009	630	0.5	42	378	208	9	36	43	161	3	0.00	10.90	0.06	7.4	1052	833	1.7	5.2
130	Balsa Prat	08/10/2009	630	1.1	45	391	203	9	35	47	160	3	0.00	11.80	0.06	7.8	1049	848	0.5	4.6
131	F. Higuera	09/09/2009	620	1.2	236	221	266	12	189	22	129	6	0.00	6.80	0.17	7.6	1409	1032	2.0	5.1
131	F. Higuera	08/10/2009	620	2.8	231	299	225	13	181	25	142	6	0.00	12.40	0.17	7.7	1402	987	0.5	3.4
132	F. Cravera	09/09/2009	684	1.4	7	65	244	1	5	18	81	1	0.00	0.20	0.02	7.6	559	391	1.8	4.8
132	F. Cravera	08/10/2009	684	2.0	5	69	302	4	5	22	99	1	0.00	15.60	0.02	7.7	567	398	0.7	5.0

PIEZÓMETROS					mg/l											μS/cm				
Punto	Muestra	Fecha	Cota	DQO	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	%error
S1	23m	25/01/2010	650.7	18.2	572	1606	511	2	449	87	672	6	0.00	20.20	6.55	7.0	5253	3772	40.8	4.2
S3	6m	08/10/2009	670.6	2.7	174	1372	258	1	142	124	461	11	0.00	8.90	0.22	7.1	3555	2575	3.4	5.4
S3	4m	25/01/2010	672.6	5.1	240	1815	269	4	168	158	618	13	0.00	8.20	0.31	6.9	4343	3244	5.7	5.2
S3	6m	25/01/2010	670.6	7.1	315	1984	360	3	186	199	681	14	0.00	8.40	0.35	6.8	4873	3439	5.7	4.9
S3	12m	25/01/2010	664.6	7.2	342	2039	424	1	191	201	739	15	0.00	8.40	0.38	6.7	5013	3574	6.3	5.2
S3b	10m	08/10/2009	668.4	1.0	42	372	339	36	34	45	208	7	0.00	10.00	0.07	7.3	1130	916	0.9	5.0
S3b	7m	25/01/2010	671.4	1.4	81	690	237	14	50	65	281	8	0.00	8.50	0.15	7.0	1510	1343	2.4	5.1
S3b	11m	25/01/2010	667.4	2.0	144	1506	340	1	117	137	529	8	1.10	24.80	0.20	6.9	3683	2683	3.5	4.8
S3b	22m	25/01/2010	656.4	2.5	163	1647	381	1	130	152	581	9	6.20	13.80	0.25	6.9	4003	2821	4.3	5.2
S4	7m	08/10/2009	672.4	5.9	63	422	214	0	74	44	153	9	0.00	15.30	0.11	7.2	1135	993	53.0	4.7
S4	6m	25/01/2010	671.4	2.5	68	443	236	2	52	49	186	7	0.00	12.60	0.42	7.1	1207	938	9.2	5.1
S4	18m	25/01/2010	659.4	2.3	258	1776	289	1	164	161	618	10	0.00	12.20	0.34	7.2	4133	3091	4.3	5.2
S6	16m	08/10/2009	671.8	1.0	56	185	208	36	33	29	122	2	0.00	10.70	0.08	7.4	834	625	0.9	4.8
S6	15m	25/01/2010	672.8	0.7	98	319	201	8	57	40	152	2	0.00	9.50	0.15	7.4	1102	889	1.7	4.2
S6	22m	25/01/2010	665.8	0.9	80	1300	295	1	73	101	486	2	0.00	12.40	0.11	7.1	3063	2251	1.6	4.9
S6	36m	25/01/2010	651.8	1.4	65	1493	320	2	57	117	559	2	0.00	12.80	0.10	7.1	3353	2497	2.2	5.0

Se ha representado la composición química de las aguas subterráneas diferenciando los análisis correspondientes a los manantiales (Figura 5.6) y piezómetros (Figura 5.7) para constatar si existen diferencias significativas entre ambos tipos de puntos. A partir de estas representaciones se observa que los manantiales de Caserras, Cravera y Estaña presentan aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas con bajo grado de mineralización. Por otro lado, todos los piezómetros presentan aguas sulfatadas cálcicas, al igual que la Balsa del Prat. Sin embargo, el agua de la Fuente del Prat es clorurada sódica. La Fuente de la Higuera presenta una composición química intermedia entre las sulfatadas cálcicas y la clorurada sódica. En general, se observa una importante homogeneidad temporal en todos los puntos para los que se tienen varios análisis.

Además de los análisis químicos anteriormente comentados, en los piezómetros se realizaron perfiles de temperatura (T^a) y conductividad eléctrica (CE) en octubre de 2009 y enero de 2010, coincidiendo con los muestreos para análisis químicos. Posteriormente, en abril de 2010, además de perfiles de temperatura (T^a) y conductividad eléctrica (CE), se realizaron también perfiles de pH, potencial redox (Eh) y oxígeno disuelto (OD). Los registros se realizaron haciendo descender la sonda hasta el nivel piezométrico, lugar desde el cual se comenzó a tomar medidas cada 0,5 m en los perfiles de octubre de 2009 y cada metro en el resto de campañas, hasta llegar al fondo del piezómetro. En aquellos tramos en los que se observaron diferencias en la salinidad (S3 a los 4, 6 y 12 m; S3b a los 7, 11 y 22 m; S4 a los 6 y 18 m y S6 a los 15, 22 y 36 m), se tomó una muestra para análisis químico en el laboratorio (Figura 5.7). En las figuras 5.8 y 5.9 se muestra la representación de los datos de temperatura (T^a) y conductividad eléctrica obtenidos en los tres perfiles realizados en cada uno de los piezómetros en octubre de 2009, enero de 2010 y abril de 2010. La escala vertical corresponde a la profundidad de medida corregida a cota absoluta (msnm). Los datos de pH, Eh y oxígeno disuelto de todos los piezómetros se presentan conjuntamente en la figura 5.10, ya que solo se midieron en abril de 2010.

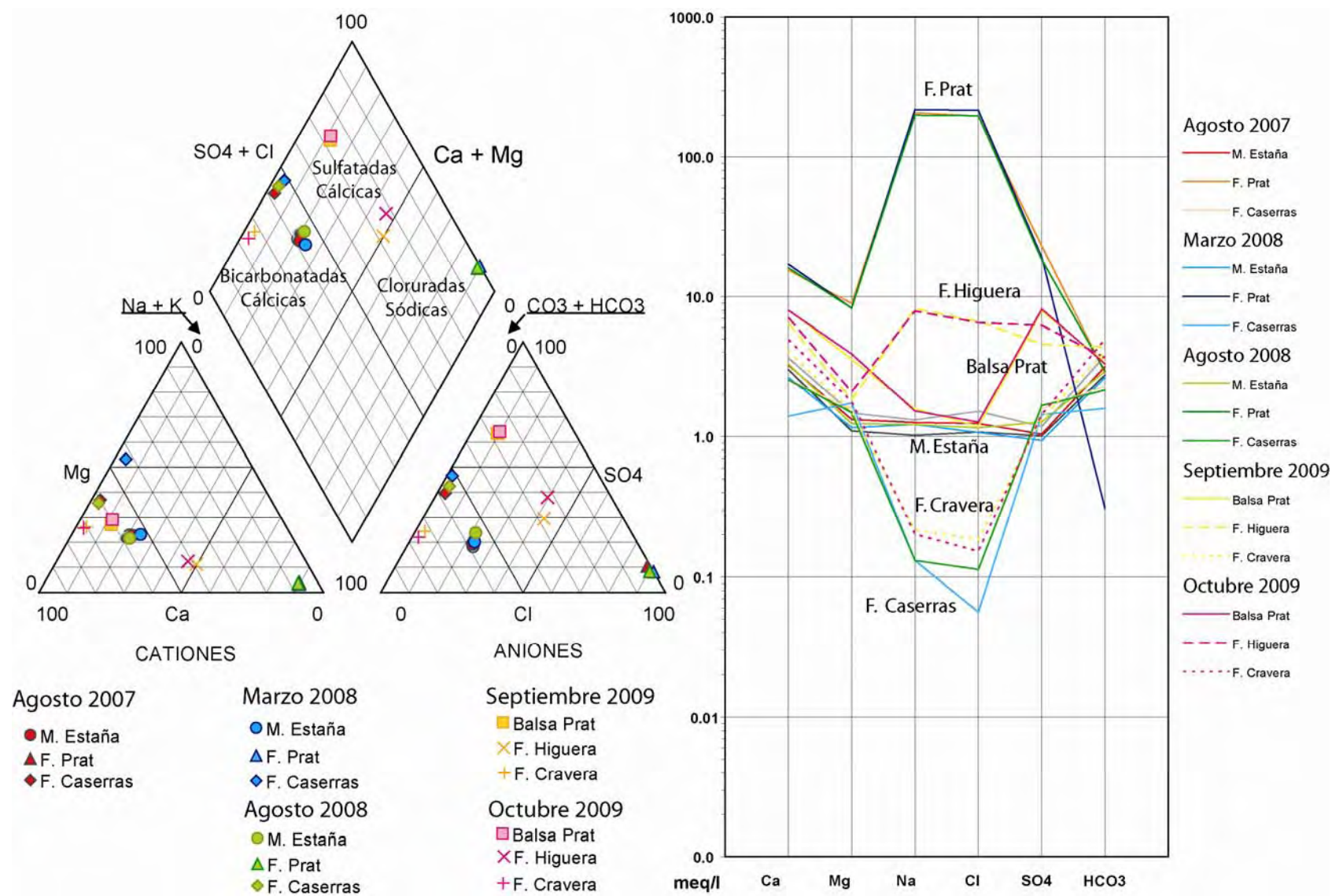


Figura 5.6. Composición química de los manantiales situados en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña (2007-2009).

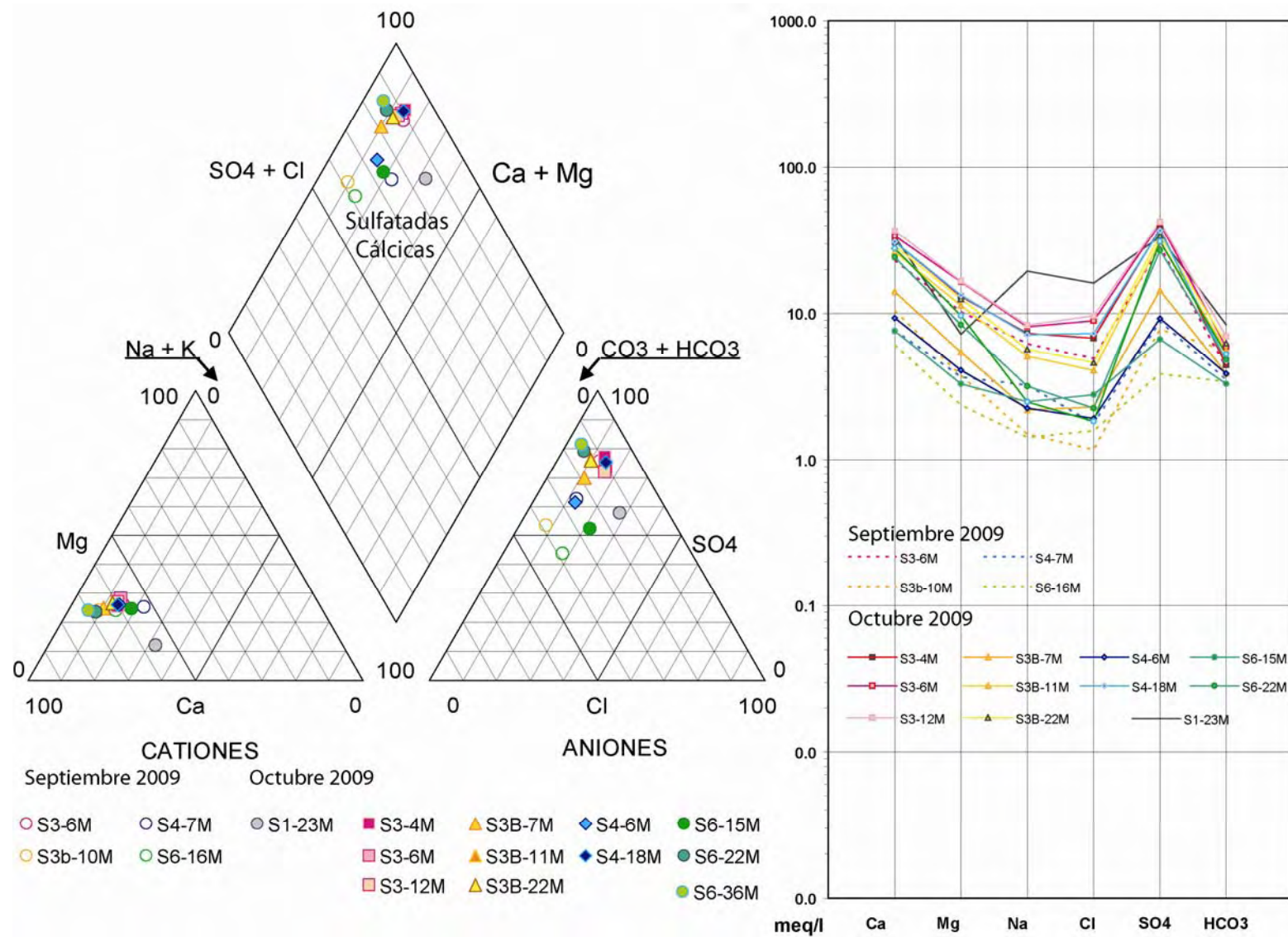


Figura 5.7. Composición química de los piezómetros en las inmediaciones de las Lagunas de Estaña diferenciando la fecha y la profundidad de la muestra (2009).

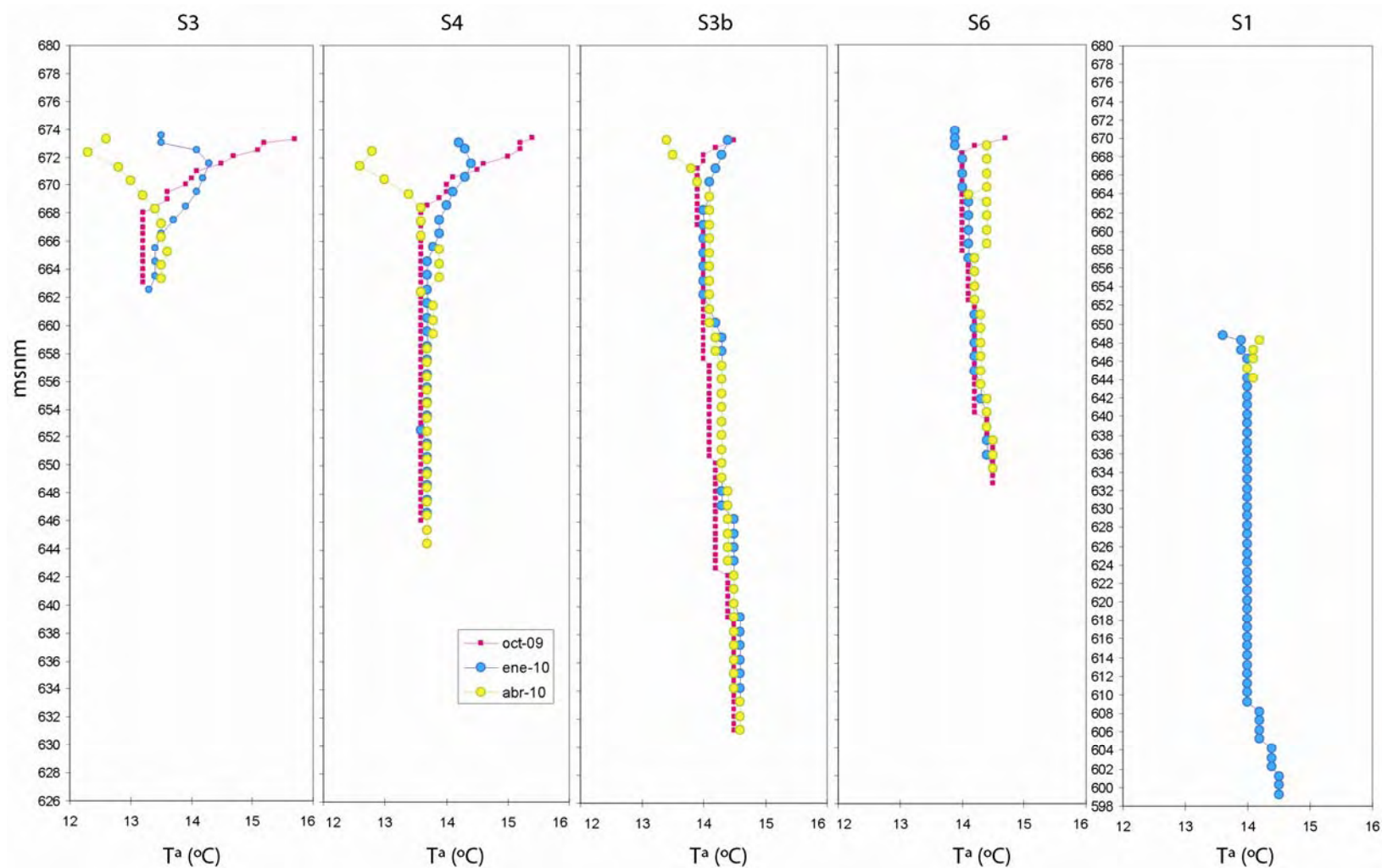


Figura 5.8. Perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en cada piezómetro, diferenciando por fecha del registro (octubre 2009, enero 2010 y abril 2010).

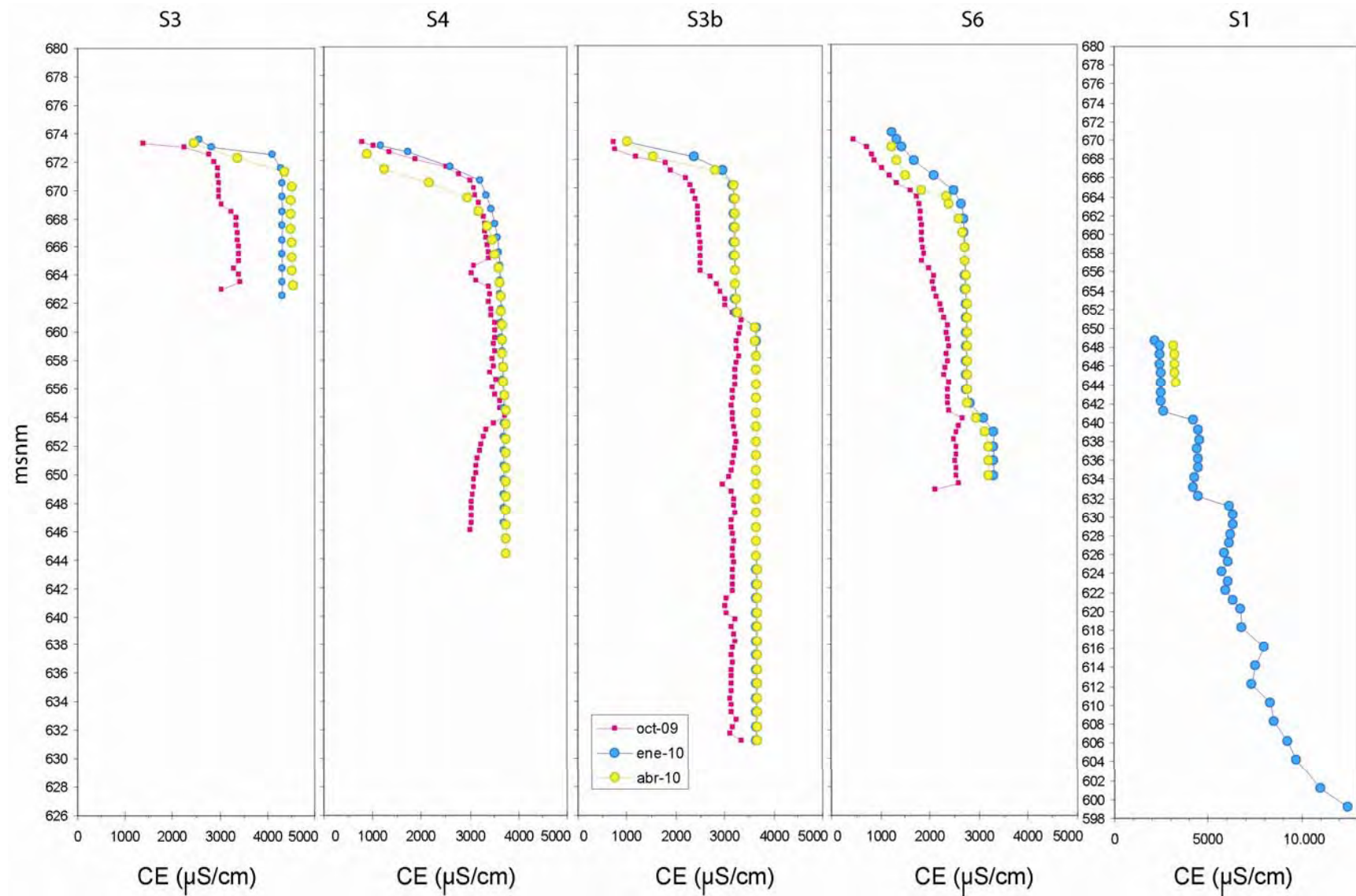


Figura 5.9. Perfiles de conductividad eléctrica en cada piezómetro, diferenciando por fecha del registro (octubre 2009, enero 2010 y abril 2010).

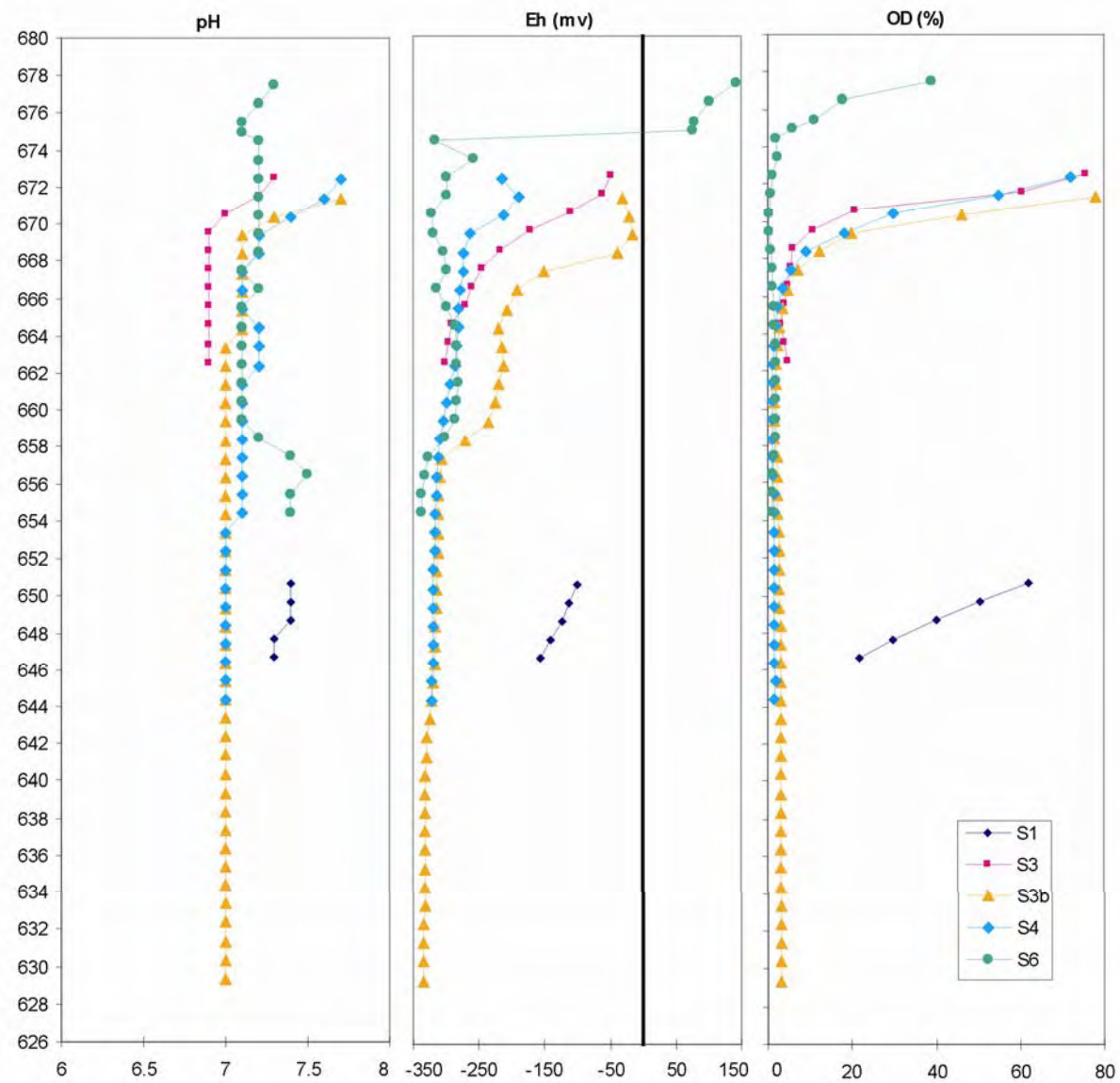


Figura 5.10. Perfiles de pH, Eh y oxígeno disuelto (OD%) en abril de 2010 diferenciado por piezómetros.

Con respecto a la composición isotópica de las aguas subterráneas ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H), se han realizado un total de cuatro campañas de muestreo en agosto de 2007, marzo de 2008, agosto de 2008 y enero de 2010. En las tres primeras se tomó muestra en los tres manantiales más representativos del entorno de la lagunas (Manantial de Estaña, Fuente del Prat y Fuente de Caserras). Los piezómetros S1, S3, S3b, S4 y S6 se muestrearon en enero de 2010, se tomaron muestras a diferentes profundidades para análisis de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en la muestra más profunda. En la tabla 5.7 se presentan los resultados de los análisis isotópicos obtenidos en las aguas subterráneas.

En los manantiales el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ varía entre -8,10 y -7,57‰ y el de $\delta^2\text{H}$ entre -55,35 y -51,22 ‰. El exceso de deuterio (d) promedio es de 9.36. Los valores de ^3H obtenidos oscilan entre 5,49 y 8,43 UT. En los piezómetros los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -7,3 y 1,77 ‰ y los de $\delta^2\text{H}$ entre -49,62 y -5,8‰. El exceso de deuterio (d) oscila entre 7,98 (S6) y -19,54 (S3). Los valores de ^3H determinados en las muestras tomadas a mayor profundidad en cada piezómetro oscilan entre 4,05 y 5,35 UT (Tabla 5.7)

Tabla 5.7. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) 2007-2010.

Manantiales

Punto	Muestra	Cota	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma\text{-}^3\text{H}$
43	M. Estaña	732	01/08/2007	-8.01	-55.35	8.73	7.77	0.49
43	M. Estaña	732	11/03/2008	-8.03	-54.11	10.13		
43	M. Estaña	732	05/08/2008	-8.07	-54.20	10.36	8.43	0.49
107	F. Prat	609	27/06/2007	-7.58	-53.73	6.91	5.49	0.39
107	F. Prat	609	13/03/2008	-7.57	-51.22	9.34	6.43	0.45
107	F. Prat	609	06/08/2008	-7.63	-51.72	9.32	5.48	0.39
112	F. Caserras	805	01/08/2007	-8.10	-55.11	9.69	7.89	0.45
112	F. Caserras	805	10/04/2008	-8.04	-54.13	10.19	7.64	0.51
112	F. Caserras	805	05/08/2008	-8.02	-54.56	9.60	6.97	0.42

Piezómetros

Punto	Muestra	Cota	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma\text{-}^3\text{H}$
S1	23 m	650.7	25/01/2010	-4.76	-38.84	-0.76	5.35	0.4
S3	4m	672.6	25/01/2010	-0.90	-19.54	-12.34		
S3	6m	670.6	25/01/2010	0.78	-11.10	-17.34	5.17	0.4
S3	12m	664.6	25/01/2010	1.77	-5.38	-19.54		
S3B	7m	671.4	25/01/2010	-5.55	-41.23	3.17		
S3B	11m	667.4	25/01/2010	-3.98	-33.35	-1.51		
S3B	22m	656.4	25/01/2010	-3.90	-33.75	-2.55	4.05	0.37
S4	6m	671.4	25/01/2010	-3.48	-32.63	-4.79		
S4	18m	659.4	25/01/2010	1.42	-8.16	-19.52	4.33	0.38
S6	15m	672.8	25/01/2010	-3.68	-33.82	-4.38		
S6	22m	665.8	25/01/2010	-7.19	-49.62	7.90	5.02	0.39
S6	36m	651.8	25/02/2010	-7.3	-50.32	7.98		

5.3 CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA

La interpretación conjunta de todos los análisis químicos correspondientes a la precipitación, lagunas y aguas subterráneas (Figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.6 y 5.7), pone de manifiesto la existencia de dos tipos predominantes de agua: 1) aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas, con bajo grado de mineralización ($CE = 64\text{-}596 \mu\text{S/cm}$) y 2) aguas sulfatadas cálcicas con alto grado de mineralización ($CE = 1135\text{-}4970 \mu\text{S/cm}$). El resto de aguas son mezcla entre estos dos extremos.

Como se ha comentado anteriormente, los análisis químicos correspondientes a la **precipitación** ponen también de manifiesto una composición entre bicarbonatada cálcico-magnésica y sulfatada cálcica. Las variaciones máximas afectan fundamentalmente al sulfato, calcio y bicarbonato (Figura 5.1), coherente con los materiales aflorantes (carbonatos y yesos). Se ha calculado la media, mediana y desviación estándar tanto de las concentraciones como de las relaciones iónicas más representativas (Tabla 5.8) obteniendo, en general, diferencias poco significativas. Por otro lado, se han calculado los aportes en sulfato, bicarbonato y calcio, entre enero de 2008 y septiembre de 2009, con objeto de conocer la composición química predominante del polvo atmosférico. Los aportes obtenidos en 2008 son superiores a los obtenidos en 2009, siendo mayores los de sulfato que los de bicarbonato en 2008 y al contrario en 2009 (Tabla 5.7). Estos aportes resultan de nuevo coherentes con la litología predominante en los afloramientos.

Tabla 5.8. Media, mediana, diferencia media-mediana y desviación estándar de las concentraciones y relaciones iónicas correspondientes a la precipitación en el tomamuestras situado en las Lagunas de Estaña entre enero de 2008 y septiembre de 2009 ($r=\text{meq/l}$)

Sulfatadas	rCl	rSO ₄	rHCO ₃	rNO ₃	rNa	rMg	rCa	rK	rCl/rNa	rHCO ₃ /rCa	rSO ₄ /rCa
Máximo	0.03	0.83	0.19	0.06	0.02	0.17	1.00	0.00	1.32	0.19	0.83
Mínimo	0.03	0.08	0.07	0.03	0.00	0.08	0.15	0.00	0.88	0.47	0.53
Media	0.03	0.32	0.12	0.04	0.01	0.13	0.38	0.00	1.10	0.47	0.81
Mediana	0.03	0.19	0.11	0.05	0.01	0.13	0.20	0.00	1.10	0.46	0.84
Diferencia	0.00	0.13	0.01	0.01	0.00	0.01	0.18	0.00	0.00	0.01	0.03
Desviación	0.00	0.35	0.01	0.00	0.00	0.01	0.47	0.00	0.10	0.24	0.10

Carbonatadas	rCl	rSO ₄	rHCO ₃	rNO ₃	rNa	rMg	rCa	rK	rCl/rNa	rHCO ₃ /rCa	rSO ₄ /rCa
Máximo	0.05	0.20	0.43	0.13	0.03	0.17	0.60	0.03	2.8	1.92	0.3
Mínimo	0.01	0.01	0.13	0.01	0.00	0.06	0.08	0.00	0.53	0.66	0.1
Media	0.02	0.06	0.21	0.02	0.01	0.08	0.22	0.00	0.98	1.19	0.25
Mediana	0.02	0.04	0.16	0.01	0.01	0.08	0.15	0.00	0.67	1.09	0.20
Diferencia	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.31	0.10	0.06
Desviación	0.00	0.07	0.11	0.02	0.00	0.02	0.30	0.00	4.10	1.97	0.14

Tabla. 5.9. Aporte en sulfato, bicarbonato y calcio para el periodo 2008-2009. Los aportes se han calculado mediante la expresión: $\text{meq/l} \times P/T$ (P= precipitación total de cada periodo entre análisis (mm) y T= número de días entre cada análisis).

Fecha	rHCO ₃	rSO ₄	rCa	Periodo (días)	Precipitación (mm)	Aportes (meq año ⁻¹ m ⁻²)		
						HCO ₃	SO ₄	Ca
24/01/2008	0.10	0.08	0.15	56	51.2	0.09	0.08	0.87
27/02/2008	0.11	0.12	0.15	34	14.4	0.05	0.05	0.06
10/04/2008	0.07	0.25	0.25	10	63.6	0.42	1.59	0.00
20/04/2008	0.13	0.06	0.15	10	50.7	0.67	0.32	1.27
18/05/2008	0.13	0.06	0.15	28	90.6	0.42	0.20	0.49
29/05/2008	0.31	0.17	0.40	11	73.9	2.09	1.12	1.01
04/06/2008	0.19	0.83	1.0	6	21.4	0.68	2.94	1.43
02/10/2008	0.43	0.21	0.6	97	196.3	0.86	0.42	0.00
07/11/2008	0.16	0.01	0.08	36	144.4	0.62	0.06	2.44
02/01/2009	0.13	0.01	0.08	56	75.5	0.17	0.02	0.11
06/04/2009	0.15	0.01	0.09	94	103.7	0.16	0.01	0.08
14/04/2009	0.12	0.02	0.08	8	95.3	1.45	0.19	1.12
29/04/2009	0.23	0.03	0.21	15	55.1	0.85	0.12	0.29
20/07/2009	0.25	0.06	0.38	82	70.0	0.21	0.05	0.18
24/09/2009	0.25	0.04	0.18	66	74.2	0.28	0.04	0.42
Total						9.05	7.20	9.77
2008						5.91	6.78	7.56
2009						3.76	0.49	4.65

Con respecto a las **lagunas y aguas subterráneas**, las aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas corresponden a los manantiales de Caserras, Cravera y Estaña, siendo representativas del acuífero carbonatado en facies Muschelkalk del Triásico medio-superior. Las aguas sulfatadas cálcicas están representadas principalmente por la Laguna Grande de Estaña y ponen de manifiesto la influencia de las facies evaporítico-arcillosas del Triásico medio-superior (Keuper y Muschelkalk). El agua de los piezómetros, pese a ser predominantemente sulfatada cálcica, se sitúa en un contexto intermedio entre los tipos 1 y 2, aumentando el contenido en sulfato con la profundidad (Figuras 5.11a y b).

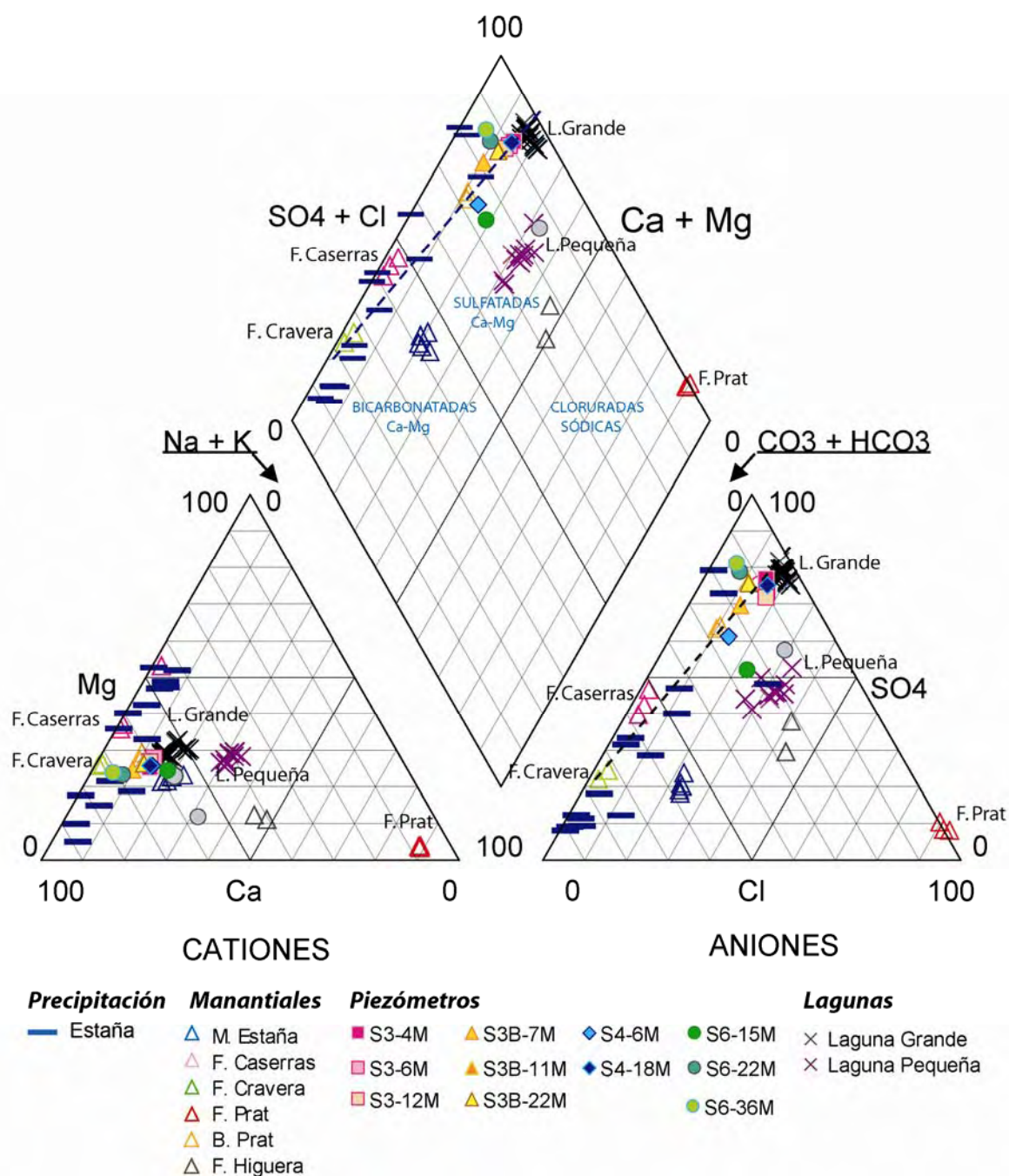


Figura 5.11a. Diagrama de Piper representando la composición química de la precipitación, lagunas y aguas subterráneas (manantiales y piezómetros).

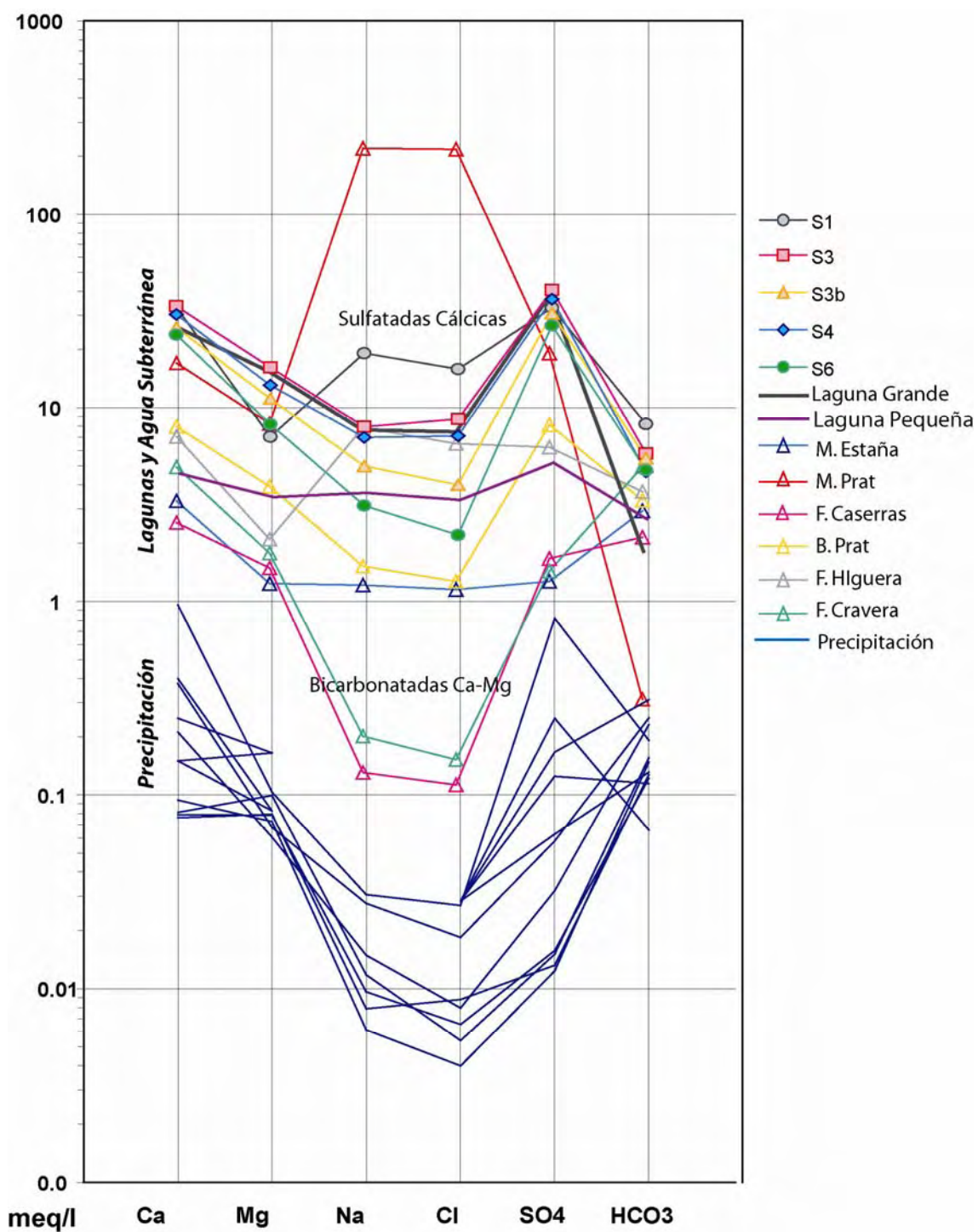


Figura 5.11b. Diagrama de Schoeller de la precipitación, lagunas y aguas subterráneas donde se indican los principales tipos hidroquímicos.

Con la finalidad de realizar una **caracterización hidrogeoquímica temporal**, se han seleccionado todos los puntos de agua identificados en el entorno de las Lagunas de Estaña con al menos tres análisis en el periodo 2004-2010 (Figura 5.12).

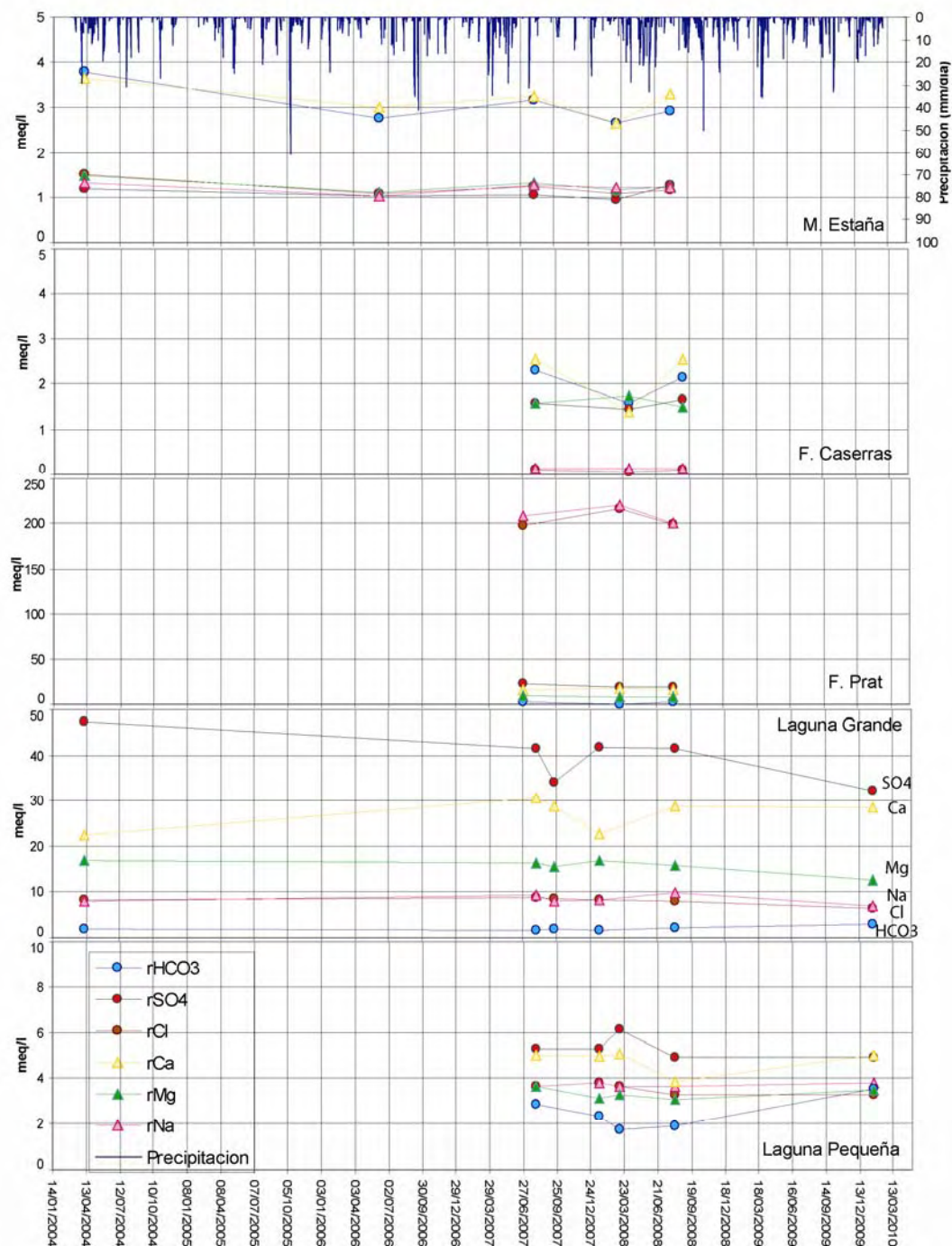


Figura 5.12. Evolución hidrogeoquímica temporal de los puntos de agua con al menos tres análisis químicos completos; Manantial de Estaña, Fuente de Caserras, Fuente del Prat, Laguna Grande y Laguna Pequeña frente a la precipitación (2004-2010).

Aunque el número de análisis por punto de muestreo es bastante reducido, parece observarse una cierta homogeneidad hidrogeoquímica temporal, tanto en las lagunas como en los manantiales, siendo las muestras de verano algo más mineralizadas. Este patrón de comportamiento también se observa en el resto de gráficos, como el diagrama de Piper o el de Schoeller-Berckaloff (Figuras 5.11a y 11b). Se trata de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas (M. Estaña y F. Caserras), sulfatadas cálcicas (Lagunas) y cloruradas sódicas (F. Prat). Las variaciones más importantes se observan en el SO_4^{2-} y el Ca^{2+} en las lagunas, y en el HCO_3^- y Ca^{2+} en los manantiales (M. Estaña y F. Caserras), mientras que en la Fuente del Prat se producen en el contenido de Cl^- y Na^+ . Todo ello resulta coherente con el tipo de agua predominante en cada caso. No se ha podido estudiar la evolución temporal de la composición hidroquímica en los piezómetros por falta de información suficiente.

En la figura 5.13a se representa la composición química de todos los puntos muestreados mediante **diagramas de Stiff** modificados. Se observa como las aguas bicarbonatadas cálcico magnésicas (tipo 1) se localizan en las sierras del entorno de las lagunas, mientras que las aguas sulfatadas cálcicas (tipo 2) se sitúan en el centro de la cuenca vertiente. Se ha observado un aumento de la conductividad eléctrica (CE) y del grado de mineralización desde las sierras hacia la Laguna Grande, donde se registra la máxima concentración de SO_4^{2-} . Este aumento se observa también en profundidad en los piezómetros, sin embargo, no ocurre lo mismo en la Laguna Grande, cuya conductividad eléctrica, grado de mineralización y composición química se mantiene constante a lo largo del tiempo y en profundidad.

Los valores de conductividad de las aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas no superan los 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que en las aguas sulfatadas cálcicas varía entre 1135 y 4970 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El valor máximo se alcanza en la Laguna Grande y S3, mientras que la muestra sulfatada cálcica menos mineralizada corresponde al piezómetro S6 en superficie. Este aumento de la conductividad eléctrica parece estar condicionado por la disolución de los materiales evaporíticos triásicos, siendo máxima en la Laguna Grande. El contenido en SO_4^{2-} sigue un patrón de distribución similar a la conductividad eléctrica, lo que pone de manifiesto una relación entre ambos, desde la Fuente de Caserras y el Manantial de Estaña, con valores inferiores a 2 meq/l, hasta la Laguna Grande, entre 32 y 43 meq/l. La Laguna Pequeña presenta valores entre 5 y 6 meq/l, mientras que en los piezómetros la concentración aumenta con la profundidad y desde S6 hacia S4, S3 y la Laguna Grande, variando entre 4 y 28 meq/l en los primeros metros, hasta 42 meq/l en profundidad (Figura 5.13b).

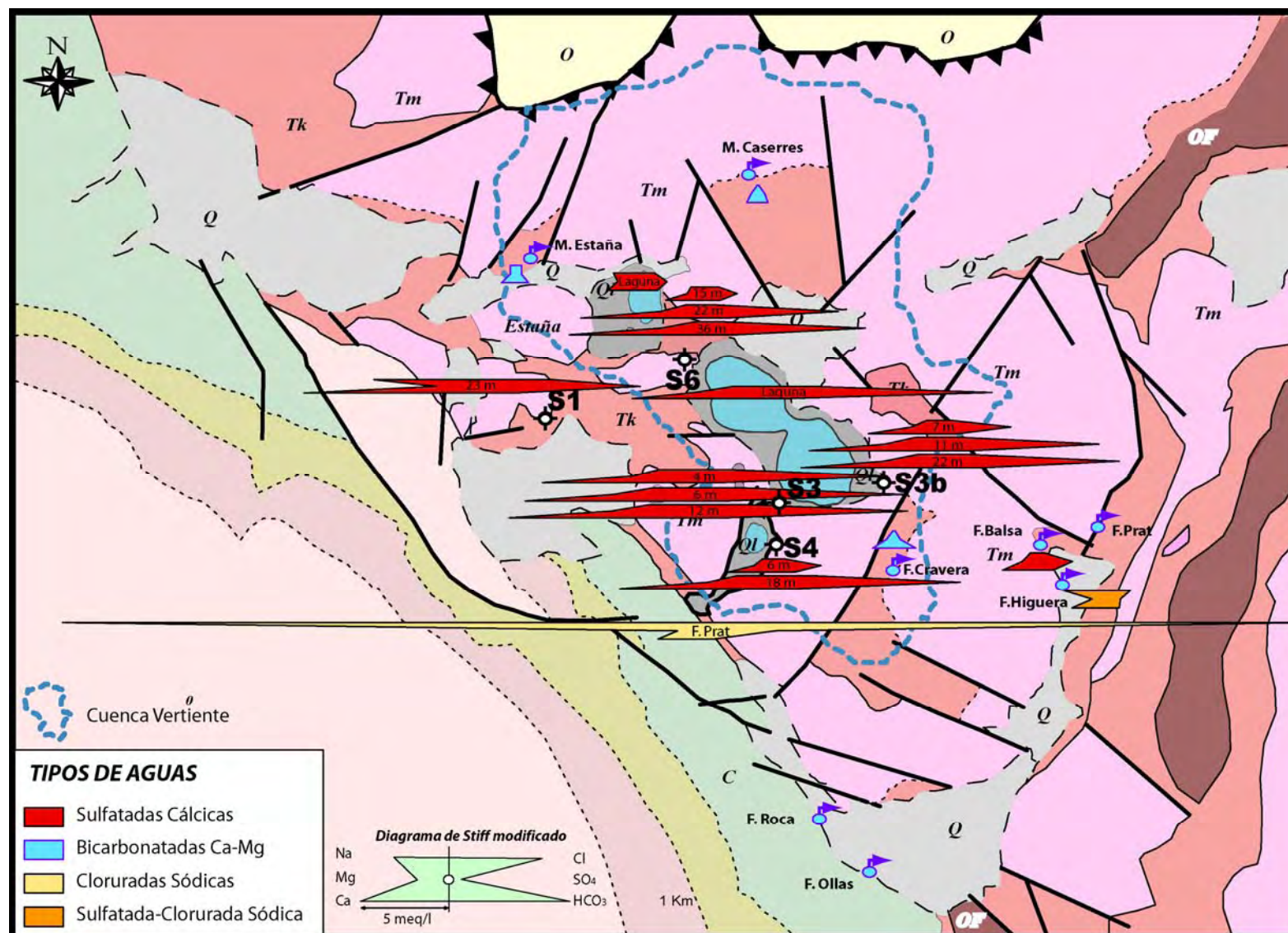


Figura 5.13. Distribución espacial de las facies hidroquímicas promedio (2004-2010) en el entorno de las Lagunas de Estaña (diagramas de Stiff modificados). En los piezómetros se ha tenido en cuenta la profundidad.

La concentración promedio de Ca^{2+} en los manantiales es de 3 meq/l. Se observa un aumento en la Laguna Pequeña y los primeros metros de S6 de hasta 5-6 meq/l, mientras que el contenido en superficie de S3b y S4 varía entre 9-10 meq/l llegando a los 29-30 meq/l en profundidad. El piezómetro S3, al igual que la Laguna Grande, presenta concentraciones algo mayores, entre 23 y 36 meq/l (figura 5.14).

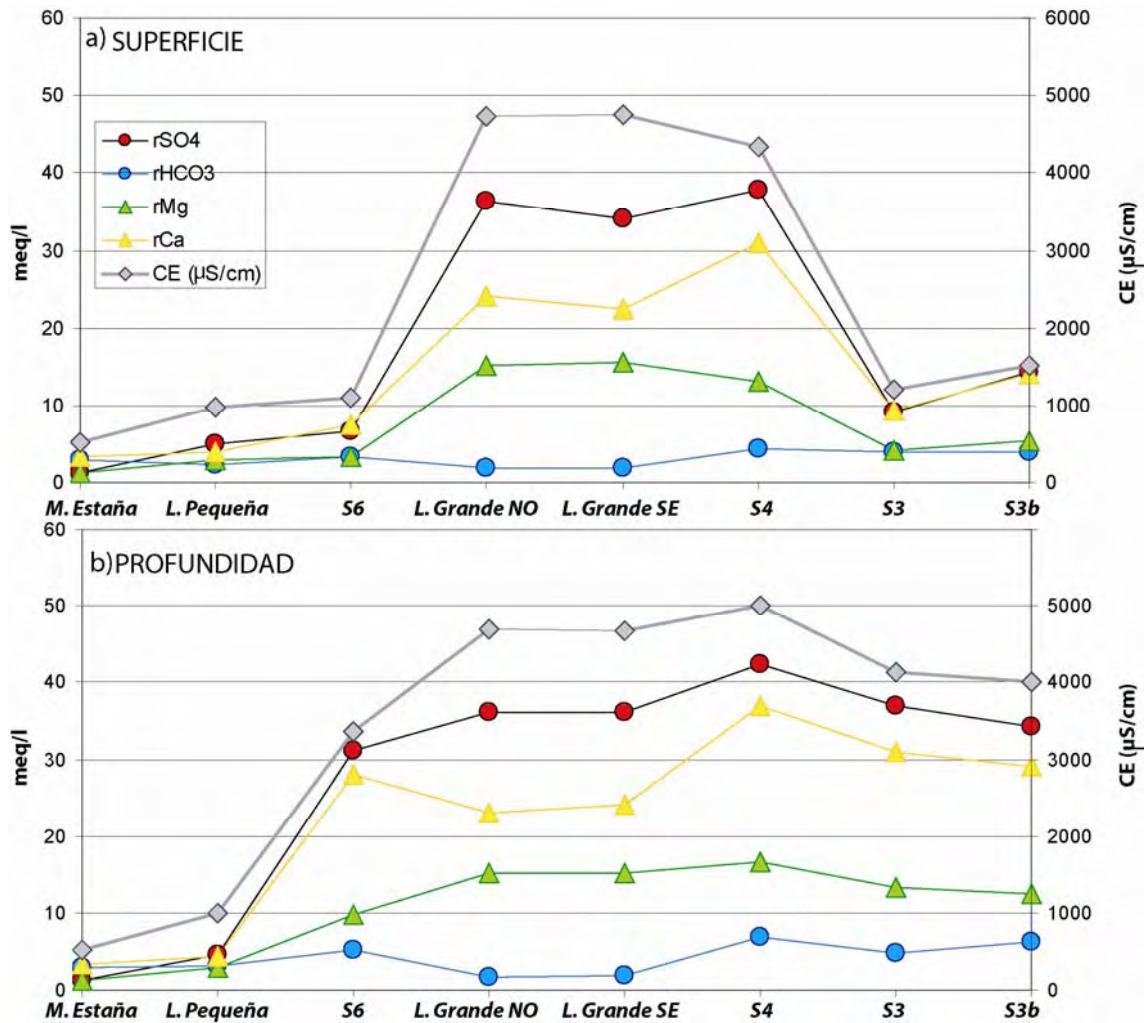


Figura 5.14. Evolución de la composición química de las aguas en el entorno de las Lagunas de Estaña en superficie (a) y profundidad (b).

Las variaciones respecto al contenido de HCO_3^- en las aguas son pequeñas. La concentración promedio en los manantiales es de 3 meq/l, mientras que en la Laguna Pequeña es de 2,5 meq/l. En los piezómetros el aumento en el contenido de HCO_3^- con la profundidad es menor que para SO_4^{2-} y el Ca^{2+} (del orden de 2 meq/l máximo en toda la columna de agua), con unos valores promedio de 4,5 meq/l en S6, 4 meq/l en S4 y 5,7 meq/l en S3. En la Laguna Grande este aumento con la profundidad es todavía menor, siendo su concentración inferior a los piezómetros, entre 1,6 meq/l en superficie y un máximo de 3 meq/l en profundidad.

Con respecto al Mg^{2+} las aguas de tipo 1 (manantiales de Caserras, Estaña y Cravera) presentan contenidos promedio de 1,5 meq/l, cuyo mínimo de 1,1 meq/l lo presenta el Manantial de Estaña. En los piezómetros el contenido en Mg^{2+} aumenta desde S6 (2,4 meq/l en superficie hasta los 9,7 meq/l en profundidad) hasta S4 y S3b (3,7 meq/l en superficie hasta los 13 meq/l en profundidad). Los valores máximos en las aguas sulfatadas cálcicas se alcanzan en S3 (10 meq/l en superficie hasta 16 meq/l en profundidad) y la Laguna Grande (en torno a 16 meq/l en toda la columna de agua).

En función del estudio de las **relaciones iónicas** principales (Figuras 5.15 a, b, c y d) se han caracterizado los dos tipos de aguas subterráneas principales y se han deducido los procesos hidrogeoquímicos dominantes. Las relaciones consideradas son: $rHCO_3/rCa$, rSO_4/rCa , rSO_4/rMg , $rHCO_3/rCa+Mg$, $rHCO_3/rCa-rSO_4$ y rCl/rNa .

Las aguas de tipo 1 (bicarbonatadas cálcico-magnésicas) se caracterizan por presentar una relación $rCa/rHCO_3$ próxima a 1, con un exceso de HCO_3^- frente a SO_4^{2-} , indicando un proceso dominante de disolución de carbonatos (calcita). La relación rCa/rSO_4 es en torno a 3 en los manantiales de Estaña y Cravera y de 1,5 en Caserras. Se observa un enriquecimiento de Ca^{2+} frente a Mg^{2+} y SO_4^{2-} .

Las aguas de tipo 2 (sulfatadas cálcicas) se caracterizan por presentar una relación $rCa/rSO_4 \approx 1$, indicando un proceso de disolución de yeso y/o anhidrita. Se observa un enriquecimiento relativo en SO_4^{2-} al aumentar la profundidad en los piezómetros y acercarse a la Laguna Grande, además de un enriquecimiento en Ca^{2+} frente a HCO_3^- . El aumento de SO_4^{2-} está directamente relacionado con un aumento en el contenido en Mg^{+2} y Ca^{2+} , indicando un posible proceso de dedolomitización (máximo en la Laguna Grande) asociada a la presencia de carbonatos y yeso. El SO_4^{2-} puede relacionarse con procesos de disolución de los materiales evaporíticos triásicos, mientras que el contenido en Mg^{2+} está asociado al acuífero calizo-dolomítico. Las variaciones en este ión pueden estar provocadas por cambios en la solubilidad de la calcita y/o dolomita, o estar condicionadas por la disolución del yeso y/o anhidrita (Hanshaw et al. 1971, 1978; Hanshaw y Back, 1979; Back et al. 1983; Plummer et al. 1990).

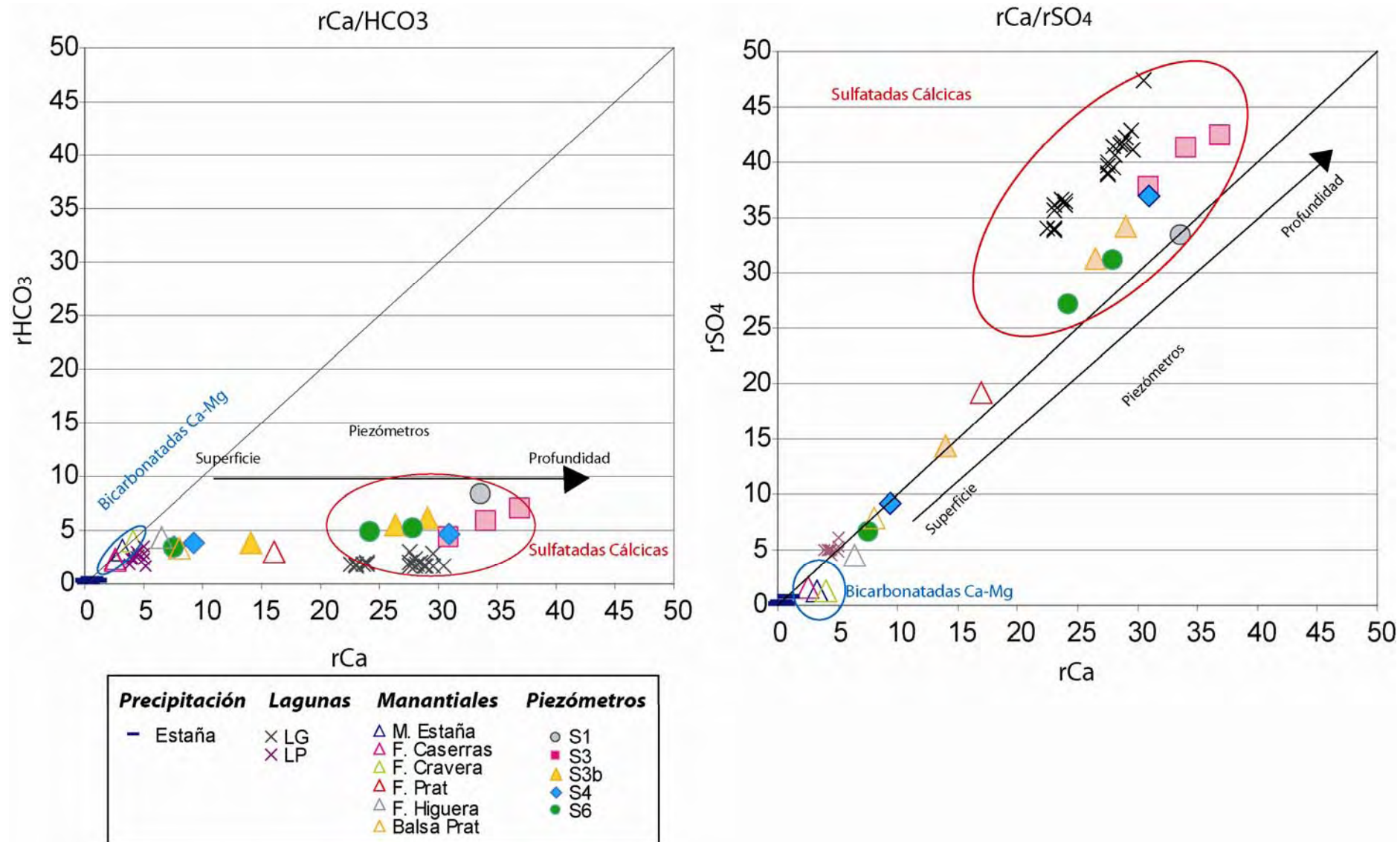


Figura 5.15a. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña ($r\text{Ca}/r\text{HCO}_3$ y $r\text{Ca}/r\text{SO}_4$).

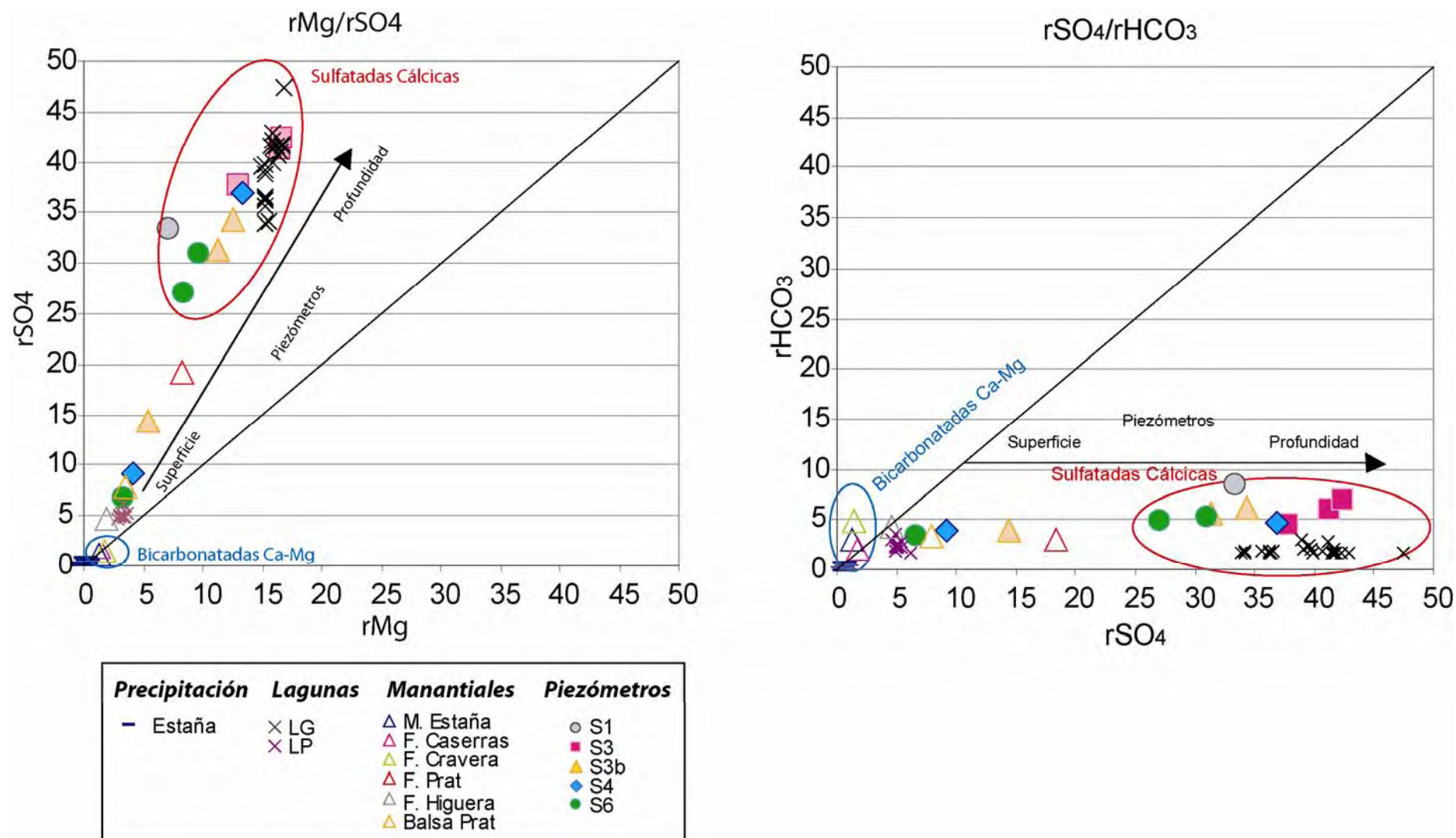


Figura 5.15b. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña (rMg/rSO_4 y $rSO_4/rHCO_3$).

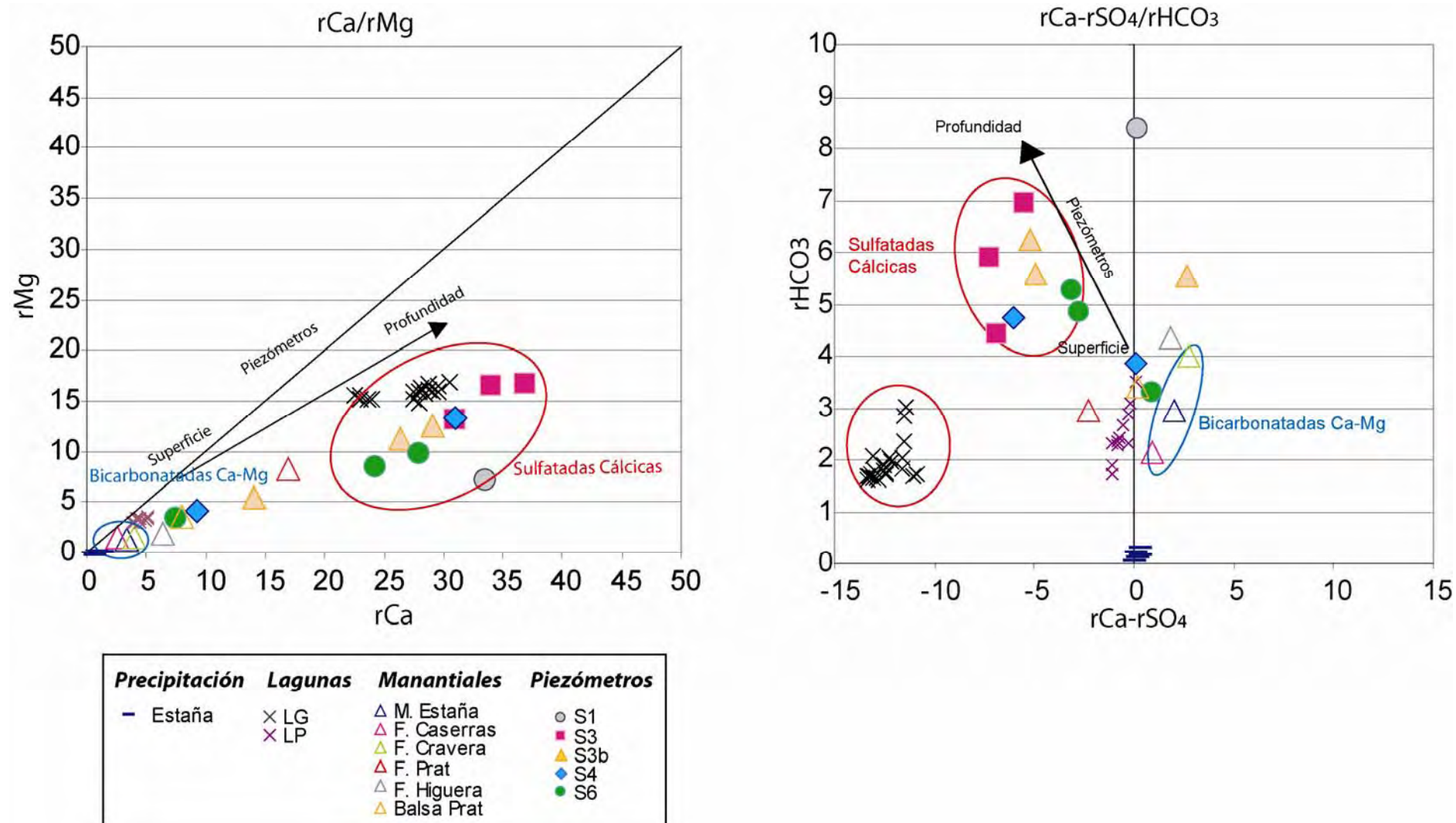


Figura 5.15c. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña (rCa/rMg y $rCa-rSO_4/rHCO_3$).

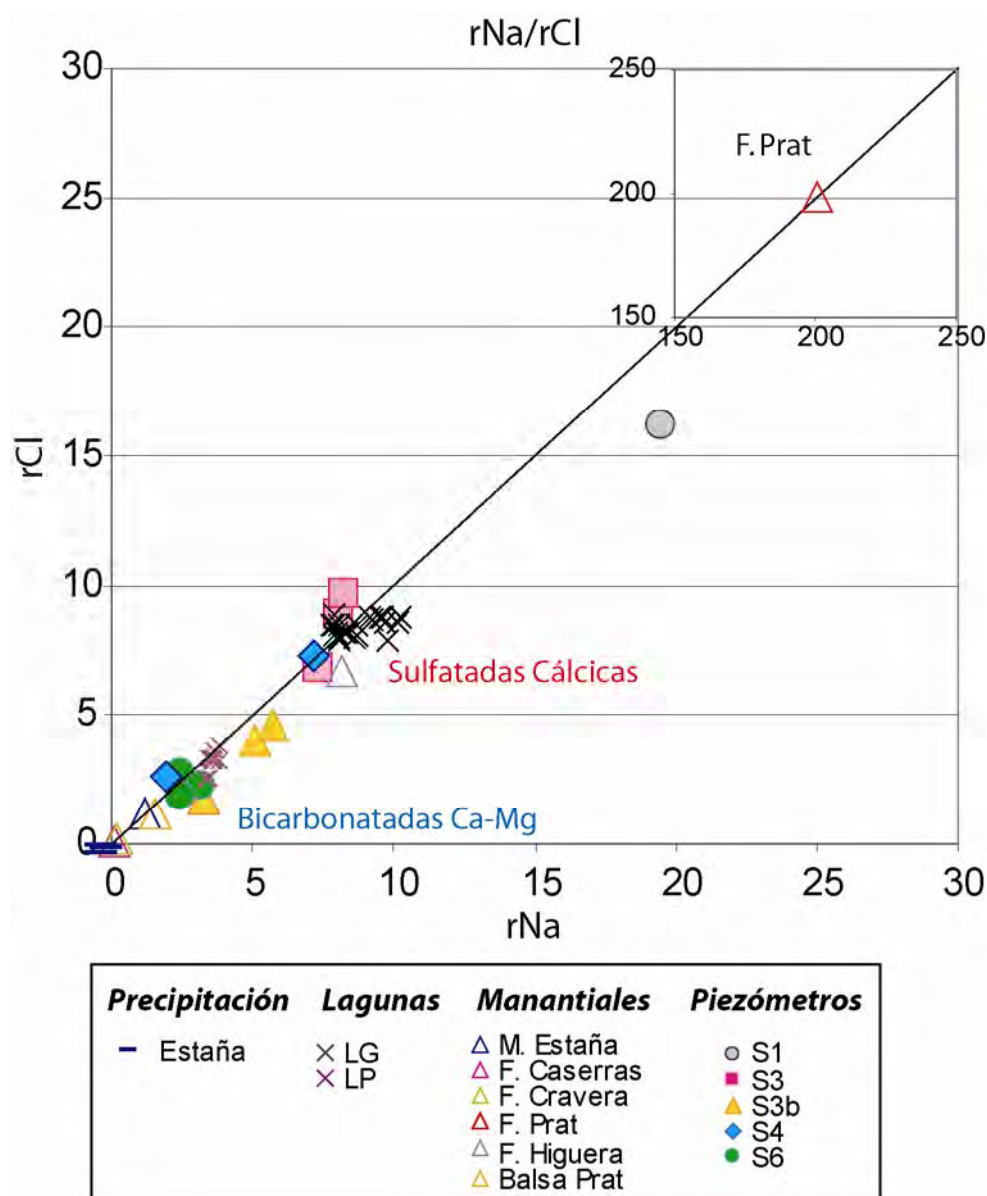


Figura 5.15d. Relaciones iónicas principales de la precipitación, aguas subterráneas y las Lagunas de Estaña (rCl/rNa).

Cabe destacar la clara diferenciación que existe en los piezómetros entre las muestras superficiales y las profundas. Las muestras superficiales de los piezómetros S6, S4 y S3b presentan unas relaciones iónicas más próximas a las aguas de tipo 1, mientras que existe una clara gradación hacia las aguas de tipo 2 en profundidad. Sin embargo, el agua en S3 es similar a la Laguna Grande en todos los análisis, probablemente debido a su proximidad, aunque el contenido en HCO_3^- es menor en la Laguna Grande.

La importante variabilidad observada en la composición hidrogeoquímica de los piezómetros entre los tipos 1 y 2 (bicarbonatadas cálcico-magnésicas y sulfatadas cálcicas), pone de manifiesto importantes procesos de mezcla en función de los

materiales atravesados (facies carbonatadas Muschelkalk y facies evaporítico-arcillosas). Se ha observado que el piezómetro S1, pese a tratarse de un agua sulfatada cálcica, no se ajusta a ninguno de los grupos de aguas subterráneas definidos, al parecer solo disuelve yeso y/o anhidrita ($rCa-rSO_4=0$) presentando además una mayor conductividad eléctrica que la Laguna Grande.

En general, todas las muestras analizadas presentan una relación $rCl/rNa=1$, lo que se interpreta como un proceso de disolución de halita siendo máxima en el Manantial del Prat. En el acuífero triásico se observa un salto en la concentración de Cl y Na entre el agua de recarga y el acuífero y que aumenta en profundidad, lo que parece indicar que la disolución de halita se produce en el propio acuífero debido a la presencia de sales en las arcillas y evaporitas del Triásico Medio y Superior. En el Manantial del Prat el origen del cloruro y del sodio parece ser debido a la existencia de diapirismo salino en los mismos materiales triásicos, que se caracteriza por presentar muy altas concentraciones en Cl y Na frente al resto de iones.

Además de las relaciones iónicas presentadas, se ha estudiado la relación rCl/rBr con objeto de confirmar el origen de la salinidad (Figura 5.16). Se han realizado 23 determinaciones de Br en ambas lagunas a varias profundidades y en las campañas de agosto de 2007, agosto de 2008 y octubre de 2009, mientras que en los piezómetros dichas determinaciones se han realizado en la campaña de octubre de 2009 y enero de 2010. En general, el comportamiento del ión Br^- es igual al del Cl^- , con contenidos menores a 0,01 mg/l en aguas dulces y de 65 mg/l en el agua de mar. Para su estudio se ha utilizado la relación rCl/rBr , la cual toma un valor de 655 para el agua de mar (Custodio y Herrera, 2000), como muestra la línea azul discontinua en el gráfico. El resto de valores de referencia se han obtenido de la bibliografía (Custodio y Alcalá, 2008) (Figura 5.15). En el caso de Estaña, el valor promedio de Br^- obtenido es de 0,5 mg/l, alcanzando su valor máximo de 6,55 mg/l en S1 y mínimo de 0,1 mg/l en la Laguna Pequeña. El valor promedio de rCl/rBr es de 1575 con un valor máximo en la Laguna Pequeña (2360) y mínimo en S1 (197).

Todas las muestras indican una evolución desde las aguas de recarga (precipitación y manantiales) hacia los piezómetros y las lagunas, predominando el lavado de yesos asociados a los materiales evaporíticos triásicos. Los datos de la Laguna Grande y los piezómetros S3 y S4 en profundidad se agrupan indicando que el origen dominante es la disolución de yeso. Por otro lado, la muestra de S4 en superficie parece indicar un origen de Br en la recarga (Figura 5.16). Además, al igual

que ya se venía observando en el resto de representaciones, el piezómetro S1 no se agrupa con el resto de las muestras indicando un origen diferente con una posible contaminación de origen agrícola (aumento de la salinidad respecto al cloruro). Por último, los datos correspondientes al manantial del Prat confirman un origen de la salinidad asociada a la disolución de halita ($R = 3500-5300$).

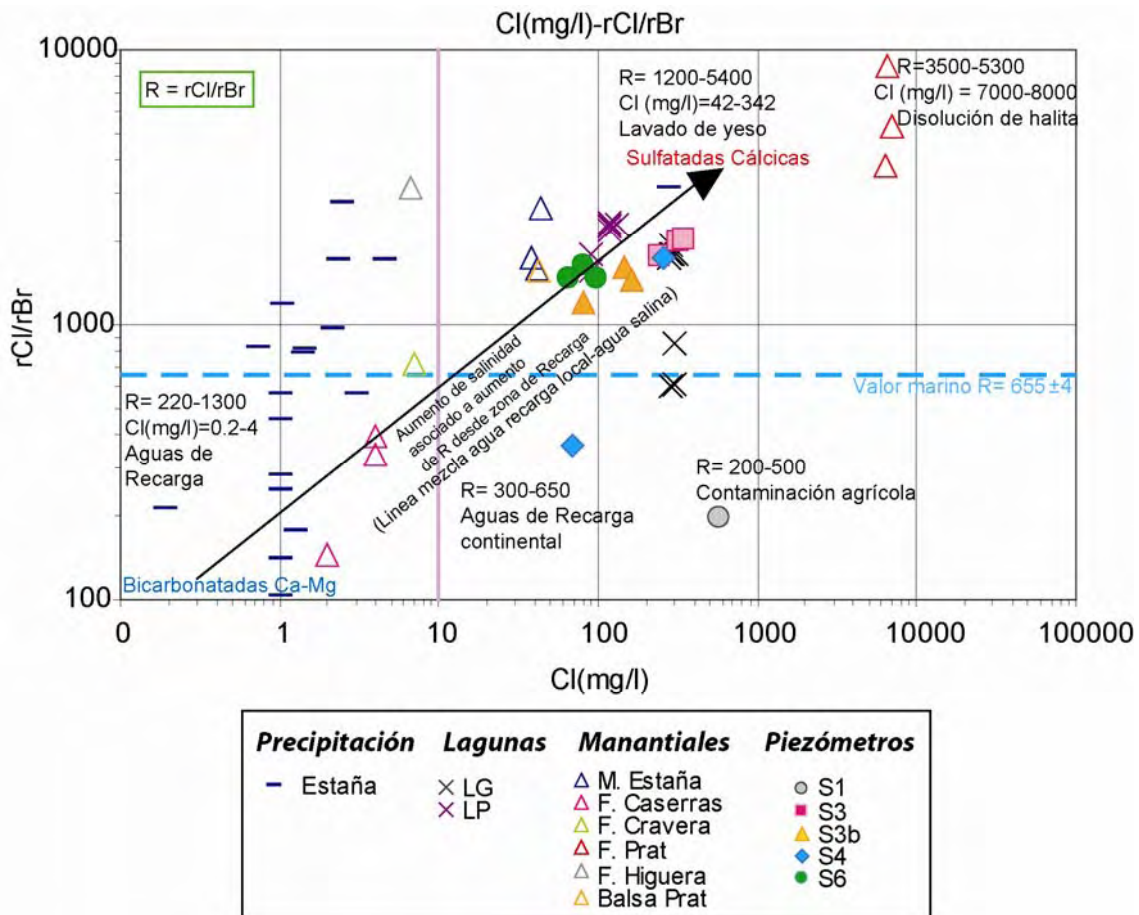


Figura 5.16. rCl/rBr vs. Cl en la precipitación, aguas subterráneas y las Lagunas de Estaña. ($R = rCl/rBr$)

Se han calculado los **índices de saturación** respecto a las fases minerales representativas del medio (calcita, aragonito, dolomita, yeso, anhidrita y halita) para los manantiales, piezómetros y lagunas, a partir de los análisis químicos más representativos y con mayor fiabilidad en las determinaciones del pH y temperatura de campo. Para ello se ha aplicado el programa PHREEQC (Parkhurst & Apello, 1999). En los manantiales, dada su homogeneidad hidrogeoquímica, se ha utilizado su composición promedio, en la Laguna Pequeña los análisis de agosto de 2008 y en los piezómetros el único muestreo a diferentes profundidades de enero de 2010. En la Laguna Grande dicho cálculo se ha realizado para diferentes épocas del año y profundidades, con el fin de identificar posibles cambios estacionales. Los datos obtenidos se presentan en las tablas 5.10 a y b.

Tabla 5.10a. Índices de saturación (IS) de las fases minerales representativas del medio (calcita, aragonito, dolomita, yeso, anhidrita, halita y PCO_2) en manantiales y piezómetros.**Manantiales**

Punto	Muestra	Fecha	Cota real	pH campo	T° campo	Alcalinidad	% error	IS Calcita	IS Aragonito	IS Dolomita	IS Yeso	IS Anhidrita	IS Halita	PCO_2 (g)
43	M. Estaña	promedio	732	7.8	16	0.0029	-2.46	0.2593	0.1088	0.1005	-1.8213	-2.0685	-7.4949	-2.6201
107	F. Prat	promedio	609	7.4	18	0.0030	1.15	0.0996	-0.0494	-0.0256	-0.8186	-1.0549	-3.244	-2.3232
112	F. Caserras	promedio	805	7.8	17.8	0.0021	22.78	0.043	-0.1061	-0.1142	-1.8068	-2.0499	-9.4768	-2.7429
130	B. Prat	promedio	630	7.6	15.7	0.0033	0.31	0.3494	0.1988	0.3887	-0.8635	-1.1112	-7.3952	-2.3898
131	F. Higuera	promedio	620	7.5	16.1	0.0037	-0.60	0.2525	0.1022	-0.0208	-1.0226	-1.2693	-5.9786	-2.2425
132	F. Cravera	promedio	684	7.3	15.7	0.0040	1.35	-0.0225	-0.1731	-0.4782	-1.7213	-1.9691	-9.0109	-1.9845

Piezómetros

Punto	Muestra	Fecha	Cota real	pH campo	T° campo	Alcalinidad	% error	IS Calcita	IS Aragonito	IS Dolomita	IS Yeso	IS Anhidrita	IS Halita	PCO_2 (g)
S1	23m	25/01/2010	650.67	7.59	12.7	0.0084	2.30	1.0675	0.9145	1.4299	-0.0248	-0.2767	-5.2589	-2.0496
S3	4m	25/01/2010	672.6	7.3	12.6	0.0044	2.99	0.4683	0.3153	0.5254	0.00	-0.2523	-6.0551	-2.0315
S3	6m	25/01/2010	670.6	7	12.8	0.0059	2.94	0.3204	0.1675	0.2911	0.0392	-0.2127	-5.9018	-1.6086
S3	12m	25/01/2010	664.6	6.9	13.6	0.0070	3.12	0.3307	0.1784	0.2926	0.0666	-0.1841	-5.8512	-1.436
S4	6m	25/01/2010	671.4	7.6	12.6	0.0039	2.28	0.4149	0.2619	0.4245	-0.7676	-1.0205	-7.0427	-2.3445
S4	18m	25/01/2010	659.4	7.1	13.8	0.0048	3.25	0.321	0.1688	0.2566	-0.013	-0.2635	-6.0369	-1.793
S3b	7m	25/01/2010	671.35	7.7	13.4	0.0039	0.61	0.6428	0.4903	0.8383	-0.5018	-0.7534	-7.004	-2.4532
S3b	11m	25/01/2010	667.35	7.1	14.1	0.0056	3.17	0.3596	0.2077	0.3345	-0.1006	-0.3508	-6.4264	-1.7129
S3b	22m	25/01/2010	656.35	7	14.2	0.0063	3.82	0.3335	0.1816	0.2886	-0.0528	-0.3028	-6.3333	-1.5669
S6	15m	25/01/2010	677.47	7.6	14.2	0.0033	0.57	0.3169	0.165	0.2527	-0.9489	-1.1993	-6.8397	-2.4006
S6	22m	25/01/2010	670.47	7.2	14.1	0.0048	3.01	0.3912	0.2393	0.3014	-0.1505	-0.4008	-6.8756	-1.8679
S6	36m	25/01/2010	656.47	7.5	14.5	0.0053	3.09	0.7642	0.6126	1.0571	-0.072	-0.3216	-7.0814	-2.1399

Tabla 5.10b. Índices de saturación (IS) de las fases minerales representativas del medio (calcita, aragonito, dolomita, yeso, anhidrita, halita y PCO_2) en las lagunas.**Laguna Grande**

Punto	Muestra	Fecha	Cota real	pH campo	T° campo	Alcalinidad	% error	IS Calcita	IS Aragonito	IS Dolomita	IS Yeso	IS Anhidrita	IS Halita	PCO_2 (g)
44	SE 0m	17/01/2008	673.5	8.2	5.7	0.0018	2.70	0.7402	0.5816	1.166	-0.1112	-0.3671	-5.899	-3.3661
44	SE 5m	17/01/2008	668.5	7.87	5.8	0.0017	2.94	0.4089	0.2504	0.4861	-0.1042	-0.3601	-5.9011	-3.0498
44	SE 9m	17/01/2008	664.5	7.85	5.4	0.0017	2.60	0.3735	0.2147	0.4172	-0.102	-0.3578	-5.8786	-3.0397
44	SE 11m	17/01/2008	662.5	7.85	6	0.0020	62.06	0.617	0.4586	0.8697	-1.3715	-1.6276	-5.7798	-2.98
44	SE 16m	17/01/2008	657.5	7.8	5.8	0.0018	2.76	0.3564	0.1978	0.3816	-0.0934	-0.3492	-5.8079	-2.9541
44	NO 0m	17/01/2008	673.5	7.97	5.4	0.0018	2.97	0.5214	0.3625	0.686	-0.0698	-0.3256	-5.8046	-3.14
44	NO 4m	17/01/2008	669.5	7.96	5.6	0.0018	2.96	0.5104	0.3517	0.6752	-0.076	-0.3317	-5.7776	-3.1245
44	NO 9m	17/01/2008	664.5	7.97	5.7	0.0017	2.65	0.4965	0.3379	0.6604	-0.0884	-0.3442	-5.7874	-3.15
44	SE 0m	20/09/2007	673.5	8.26	22	0.0016	3.31	1.0244	0.8784	1.8835	-0.0389	-0.2691	-5.8694	-3.4323
44	SE 5m	20/09/2007	668.5	8.22	22.3	0.0016	2.47	1.0024	0.8566	1.8228	-0.0217	-0.2509	-5.8728	-3.3821
44	SE 9m	20/09/2007	664.5	7.51	16.8	0.0021	2.62	0.3457	0.1959	0.4567	-0.046	-0.2908	-5.9096	-2.5558
44	SE 11m	20/09/2007	662.5	7.37	15.1	0.0021	3.05	0.1868	0.0357	0.1159	-0.0449	-0.2932	-5.8895	-2.4224
44	SE 16m	20/09/2007	657.5	7.3	12.5	0.0024	2.81	0.1479	-0.0052	-0.017	-0.0245	-0.2769	-5.9115	-2.3031
44	NO 0m	20/09/2007	673.5	7.84	22	0.0017	1.05	0.6469	0.501	1.1311	-0.0459	-0.2761	-5.9397	-2.9588
44	NO 3m	20/09/2007	670.5	7.85	21.8	0.0017	2.27	0.6608	0.5147	1.1648	-0.0619	-0.2928	-5.9401	-2.9614
44	NO 6m	20/09/2007	667.5	7.79	21.8	0.0017	1.18	0.608	0.4619	1.0357	-0.0278	-0.2587	-5.9427	-2.9087
44	NO 9m	20/09/2007	664.5	7.14	19.3	0.0030	1.59	0.1826	0.0347	0.1618	-0.062	-0.3005	-5.9501	-2.0017
44	SE 0m	06/08/2008	673.5	8.18	25.4	0.0016	3.49	1.0018	0.8583	1.8845	-0.0464	-0.2641	-5.9498	-3.32
44	SE 11m	06/08/2008	662.5	7.42	10.4	0.0017	3.42	0.0857	-0.0691	-0.136	0.0051	-0.2495	-5.919	-2.5909
44	SE 12m	06/08/2008	661.5	7.51	9.4	0.0019	3.18	0.214	0.0584	0.1053	-0.0037	-0.259	-5.9366	-2.6255
44	SE 16m	06/08/2008	657.5	7.33	7.8	0.0028	2.00	0.2026	0.0457	0.0361	0.0202	-0.2357	-5.9299	-2.2784

Laguna Pequeña

Punto	Muestra	Fecha	Cota real	pH campo	T° campo	Alcalinidad	% error	IS Calcita	IS Aragonito	IS Dolomita	IS Yeso	IS Anhidrita	IS Halita	PCO_2 (g)
45	0m	06/08/2008	678.9	8.13	25.7	0.0021	1.66	0.531	0.3877	1.0941	-1.321	-1.5381	-6.6098	-3.0757
45	1m	06/08/2008	677.9	8.19	25.7	0.0027	2.03	0.7517	0.6084	1.5185	-1.2694	-1.4865	-6.6235	-3.0299
45	2m	06/08/2008	676.9	8.18	25.7	0.0024	2.60	0.6658	0.5225	1.3766	-1.2969	-1.514	-6.6259	-3.0691
45	3m	06/08/2008	675.9	8.17	25.6	0.0024	1.25	0.6558	0.5125	1.3449	-1.3008	-1.5183	-6.622	-3.059
45	4m	06/08/2008	674.9	8.14	25.6	0.0023	1.74	0.6087	0.4654	1.2557	-1.3029	-1.5204	-6.6176	-3.0424
45	5m	06/08/2008	673.9	8.15	25.6	0.0024	2.21	0.6662	0.5229	1.3559	-1.2751	-1.4926	-6.6297	-3.0271
45	6m	06/08/2008	672.9	7.79	25	0.0023	10.65	0.251	0.1072	0.5085	-1.3137	-1.5335	-6.7571	-2.6738
45	7m	06/08/2008	671.9	7.33	22.3	0.0031	0.91	-0.0602	-0.2059	-0.2092	-1.2914	-1.5211	-6.7384	-2.1026

Teniendo en cuenta los posibles errores e incertidumbres en los datos analíticos de campo y de laboratorio, se considera que los valores de IS entre 0,5 y -0,5 señalan una situación próxima al equilibrio respecto a la fase mineral determinada. Si el valor de IS es menor a -0,5 se considera que se está en condiciones de subsaturación respecto al mineral escogido, y si es mayor de 0,5 se considera sobresaturación (Herrera 2001).

Las aguas correspondientes a los manantiales se encuentran en equilibrio con calcita y dolomita, mientras que están subsaturadas en las fases sulfatadas (yeso y anhidrita) (Tabla 5.10a). En los piezómetros el agua se encuentra próxima al equilibrio con las fases carbonatadas así como con respecto al yeso y anhidrita, a excepción del piezómetro S6 en superficie (subsaturada en las fases sulfatadas) (Tabla 5.10 a y Figura 5.16). Todas las aguas están muy subsaturadas en halita.

Con respecto a las lagunas, la Laguna Pequeña entre 0 y 5 m de profundidad se encuentra sobresaturada respecto a la calcita y dolomita, a partir de los 5 m se alcanza el equilibrio con ambas fases. Respecto a los minerales sulfatados toda la columna de agua se encuentra subsaturada tanto en yeso como en anhidrita. La Laguna Grande se encuentra sobresaturada respecto a los minerales carbonatados (calcita y dolomita) en los primeros 5 m de profundidad en ambas cubetas, mientras que entre los 6 y 9 m se alcanza el equilibrio tanto en invierno como en verano (Figuras 5.16 y 5.17). Respecto a los minerales sulfatados (yeso y anhidrita), todas las muestras de la laguna se encuentran en situación de equilibrio (Tabla 5.10b y Figura 5.17). Se ha calculado además la presión parcial de CO_2 (Tabla 5.10 a y b). Teniendo en cuenta que la concentración atmosférica media es de $10^{-3,5}$ atm (Appelo y Postma, 2005), la presión parcial de CO_2 obtenida varía de baja a moderada con valores de entre $10^{-3,36}$ y $10^{-1,4}$ atm. En general, los valores de P_{CO_2} se mantienen o aumentan ligeramente en profundidad (Figura 5.16) tanto en las lagunas como en los piezómetros. Los valores menores corresponden a las muestras más superficiales de las lagunas, mientras que las mayores corresponden a las más profundas en los piezómetros. El pH presenta una relación directa con los aportes de CO_2 , de tal manera que al aumentar la P_{CO_2} en profundidad disminuye ligeramente el pH (8 en la parte superior de la columna de agua en piezómetros y lagunas, hasta valores próximos a 7 en profundidad). Sin embargo, las concentraciones de HCO_3^- en las muestras a mayor profundidad presentan una concentración similar a las de superficie.

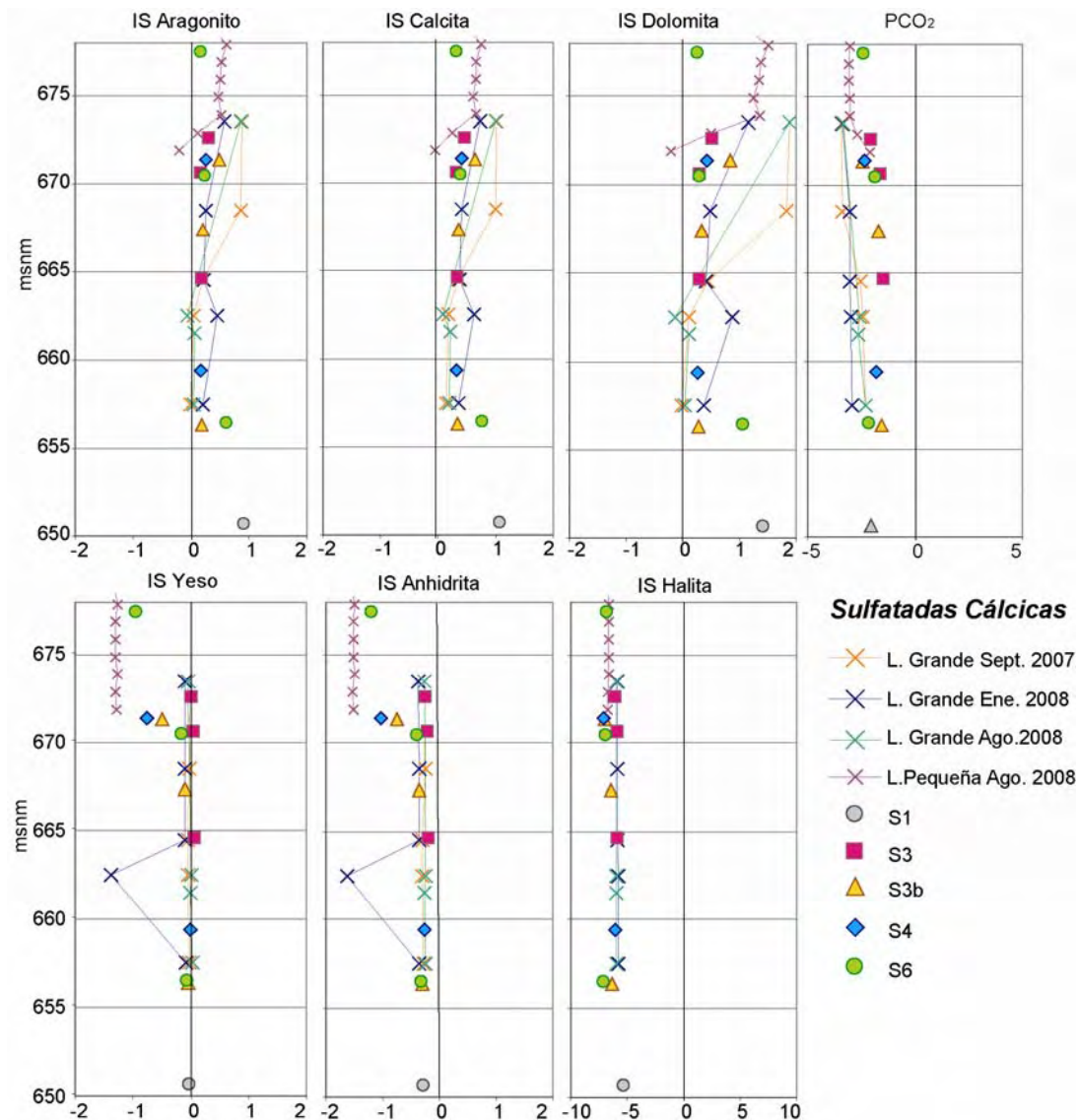


Figura 5.17. Evolución de los índices de saturación (IS) en relación con la profundidad en los piezómetros y lagunas.

Se observa una buena correlación entre el IS de la calcita y de la dolomita en las aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas, mientras que se observa una mayor dispersión en las aguas sulfatadas cálcicas (Figura 5.18). En la figura 5.19 se observa una clara evolución entre las aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas y las sulfatadas cálcicas con un aumento del contenido de SO_4^{2-} con la profundidad y al disminuir la distancia a la Laguna Grande. El grado de saturación en yeso aumenta en profundidad y hacia los mananciales, Laguna Pequeña, piezómetros en superficie, piezómetros en profundidad, Laguna Grande. Por otro lado, no se observa una clara relación entre el aumento en el contenido en SO_4^{2-} y el grado de saturación en calcita y dolomita.

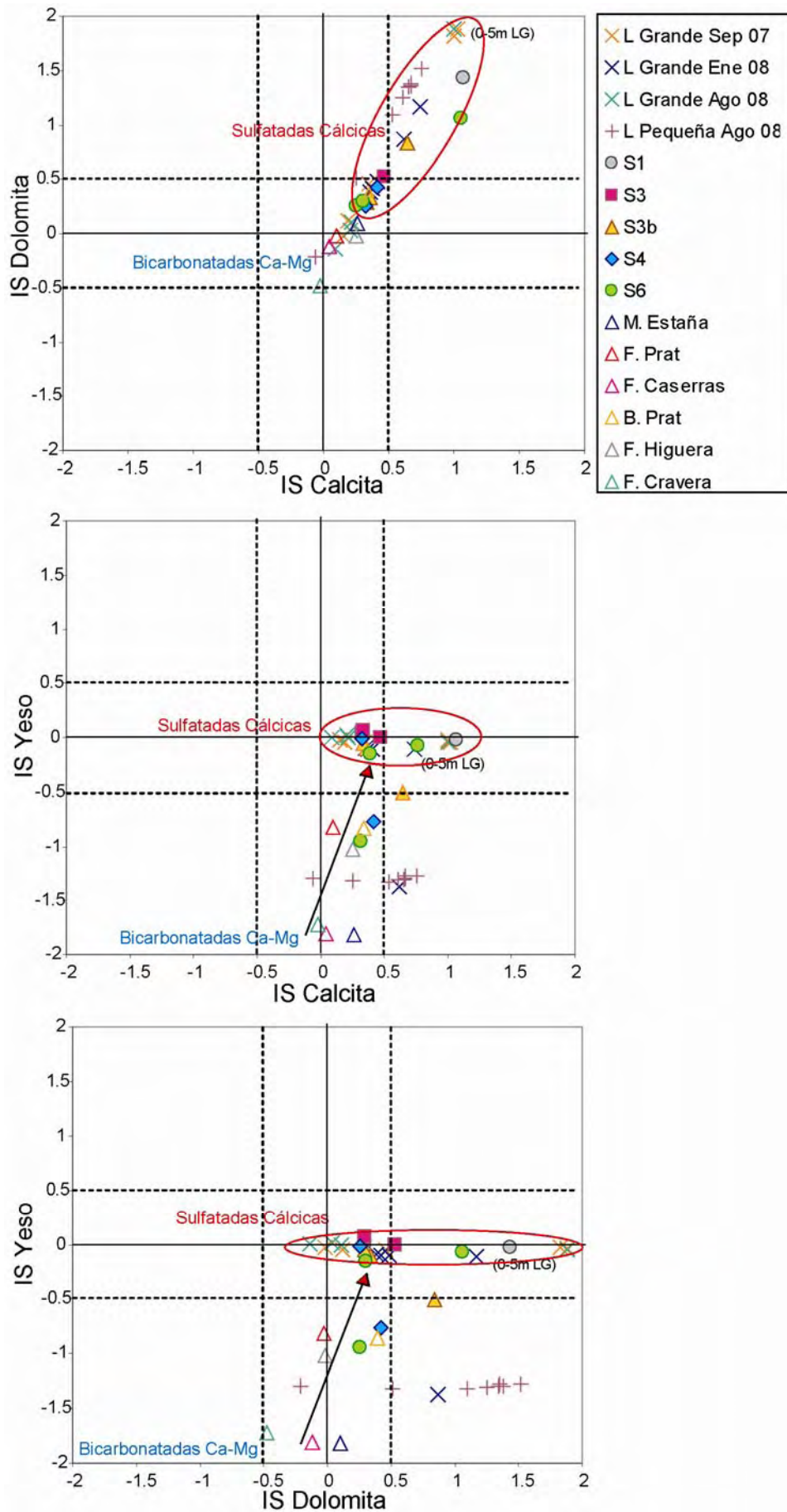


Figura 5.18. Relación de los índices de saturación (IS) en aguas subterráneas y lagunas.

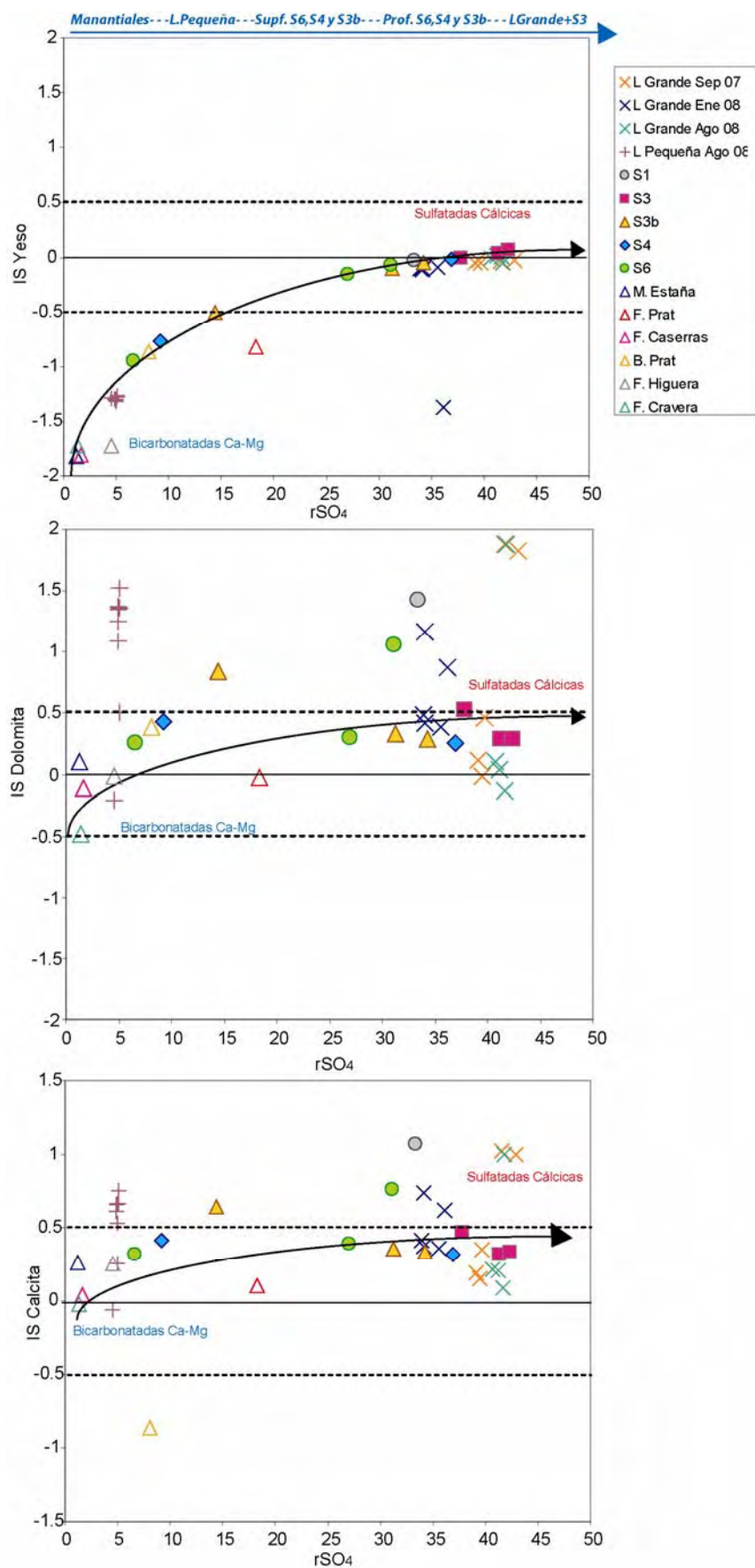


Figura 5.19. Relación entre sulfato (meq/l) y el índice de saturación en yeso, dolomita y calcita en aguas subterráneas y lagunas.

Para tratar de profundizar en el conocimiento sobre la hidroquímica del sistema, se han interpretado además los **perfiles multiparamétricos** de conductividad eléctrica (CE), temperatura (T^a), Eh y oxígeno disuelto (OD) tanto en las lagunas como en los piezómetros (Figuras 5.4, 5.8, 5.9 y 5.10).

En los perfiles realizados en la Laguna Pequeña se observa que la temperatura se mantiene constante en toda la columna de agua a lo largo de todo el año, no produciéndose estratificación ni termoclina, probablemente por la escasa profundidad de la misma, con valores en torno a 5°C en invierno y 25°C en verano. En el perfil de agosto de 2008 se aprecia una gran estabilidad de la conductividad eléctrica, próxima a 1145 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que podría poner de manifiesto una renovación continua del agua, mientras que el pH varía desde 8 en los primeros 5 m, hasta 7 en el fondo. Si se comparan las medidas de conductividad eléctrica en superficie tomadas a lo largo del periodo de estudio, se observa que ésta se mantiene estable a lo largo del tiempo, aunque no se puede afirmar que ello ocurra en profundidad, ya que solo se tienen datos del perfil completo en agosto de 2008. En superficie, los valores de OD y Eh son del 112% y 10 mv respectivamente, disminuyendo bruscamente a partir de los 5 m hasta condiciones casi anóxicas y reductoras (OD = 0,7% y Eh = -250 mv) probablemente debido al consumo de oxígeno en la descomposición de la materia orgánica en profundidad.

Por otro lado, los perfiles multiparamétricos realizados permiten confirmar el carácter monomítico de la Laguna Grande, observándose una estratificación del agua entre marzo y octubre, con una termoclina en torno a lo 6-7 m de profundidad, a partir de la cual la temperatura desciende bruscamente. El OD y el Eh se mantienen aproximadamente constantes hasta los 9 m de profundidad (Eh ~ -30mv, OD~ 130%) a partir de donde comienzan a disminuir sus valores alcanzando condiciones anóxicas (OD<0,5%) y reductoras (Eh -236 mv) en el fondo. Por el contrario, la conductividad eléctrica se mantiene constante a lo largo del año y también en profundidad (3800-4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), lo cual parece poner de manifiesto una renovación continua del agua.

En los piezómetros, la diferencia de temperatura entre la parte superior e inferior de la columna de agua es de 1-2 °C, manteniéndose en el mismo rango de valores entre octubre y abril (periodo de datos). Además, se produce un incremento de la conductividad eléctrica en profundidad, la cual se mantiene a lo largo del tiempo, coherente con el aumento en el contenido en SO_4^{2-} y Ca^{2+} . Todos los piezómetros presentan condiciones oxidantes en superficie, con valores de OD en torno a 75% (S3,

S4 y S3b) y 40% (S6). Dichos valores van disminuyendo llegando a condiciones casi anóxicas ($>0,5\%$) con valores entre 1-5% a partir de los 5 primeros metros de profundidad. El Eh es más variable entre unos piezómetros y otros, siendo S6 el único con valores positivos en los cuatro primeros metros (141 a 76 mv), sufriendo un brusco descenso a partir de los 5 m y alcanzando un valor de -330 mv en profundidad. El rango de valores de Eh en superficie del resto de piezómetros varía entre los -31 mv (S3b), -48,7 mv (S3) y -214 mv (S4), hasta condiciones reductoras (-300mv) en profundidad. No se conoce el comportamiento físico-químico del agua en los piezómetros en verano cuando la Laguna Grande sufre estratificación térmica, sin embargo, en éstos se observa una clara estratificación química en las aguas en invierno, mientras que en la Laguna Grande esto no ocurre.

5.4 CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

El estudio conjunto de la relación $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en todas las muestras correspondientes a la precipitación, lagunas y aguas subterráneas (manantiales y piezómetros), así como su comparación con la Línea Meteorica Media Mundial ($\delta^2\text{H}=8$ $\delta^{18}\text{O}+10$) y con la Línea Meteorica del Mediterráneo Occidental ($\delta^2\text{H}=8$ $\delta^{18}\text{O}+14$, Jiménez-Martínez y Custodio, 2008) permite poner de manifiesto los siguientes resultados (Figura 5.20):

a) Las muestras correspondientes a la precipitación y manantiales se ajustan a la Línea Meteorica Media Mundial. Los valores promedio de exceso de deuterio “d” (Dansgaard, 1964) varían entre 9,36 (manantiales) y 9,65 ‰ (precipitación), pareciendo indicar un predominio de los frentes procedentes del Atlántico en las precipitaciones que producen la recarga. En algunos casos puntuales se han encontrado valores menores a 10‰, interpretados como debido a fraccionamiento isotópico por evaporación.

b) Las Lagunas de Estaña se encuentran muy enriquecidas isotópicamente, alejándose de la Línea Meteorica Mundial y Mediterránea. Además, presentan una cierta homogeneidad temporal y en profundidad, siendo el agua de la Laguna Grande más pesada isotópicamente que la Laguna Pequeña. En la Laguna Grande se llega a apreciar en los meses de verano (periodo de estratificación) un mayor enriquecimiento isotópico en las muestras de superficie. Los valores obtenidos en ambas lagunas se alinean según una recta de ajuste de pendiente 4,83, poniendo de manifiesto un proceso de fraccionamiento isotópico por evaporación en lámina libre.

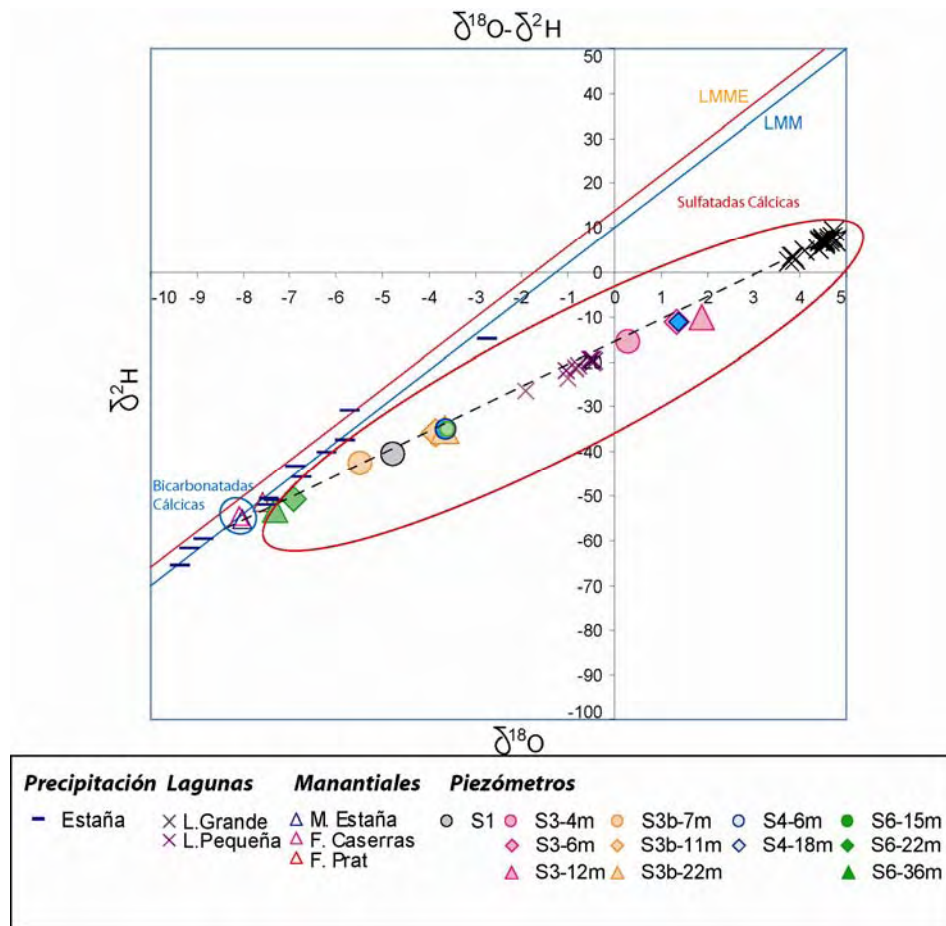


Figura 5.20. $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ en la precipitación, aguas subterráneas (manantiales y piezómetros) y lagunas. (LMM= Línea Meteórica Mundial; LMME= Línea Meteórica Mediterránea).

c) Las muestras tomadas en los piezómetros presentan una composición intermedia entre los manantiales y las Lagunas de Estaña. Además, excepto en el piezómetro S6, las muestras más profundas suelen encontrarse más enriquecidas isotópicamente. Todas las muestras tomadas en los piezómetros se alinean siguiendo una ecuación de pendiente 4,87, pareciendo poner de nuevo de manifiesto la influencia de un fraccionamiento isotópico por evaporación en lámina libre.

Parece observarse una cierta estabilidad isotópica temporal del agua en los manantiales y lagunas. Dicha estabilidad se aprecia también en profundidad en las lagunas, mientras que en los piezómetros S3, S4 y S3b la muestra más superficial es isotópicamente mucho más ligera que la profunda. Al contrario ocurre en el piezómetro S6, donde las muestras tomadas a 22 y 36 m de profundidad se acercan a la Línea Meteórica Mundial aunque con cierta evaporación ($d > 10\text{‰}$).

El escaso número de datos isotópicos de precipitación existentes en la zona de estudio, unido a la gran variabilidad temporal de la composición isotópica y el escaso

contraste de relieve en la zona, no ha permitido establecer una relación clara entre la composición isotópica de la precipitación y la altitud.

Por otro lado, se ha representado la relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y el contenido en cloruro de las muestras de precipitación, agua subterránea y lagunas, trazando la curva de mezcla teórica con el agua de mar (Figura 5.21). Las aguas correspondientes a los manantiales y al piezómetro S6 en profundidad, presentan una composición en $\delta^{18}\text{O}$ y concentración en cloruro próxima a los valores de la precipitación y caen próximos a la línea de mezcla teórica. Las muestras de las lagunas, S3 y S4 en profundidad, quedan fuera de dicha línea de mezcla, confirmando un proceso de evaporación. La Fuente del Prat presenta valores de cloruro que se alejan notablemente de la línea teórica de mezcla entre el agua meteórica y el agua de mar, lo que indica un origen diferente de la salinidad, posiblemente relacionado con la existencia de un diapiro salino teniendo en cuenta la relación $r\text{Cl}/r\text{Br}$. Lo mismo se observa en la relación entre el exceso de deuterio y la concentración en cloruros (Figura 5.22).

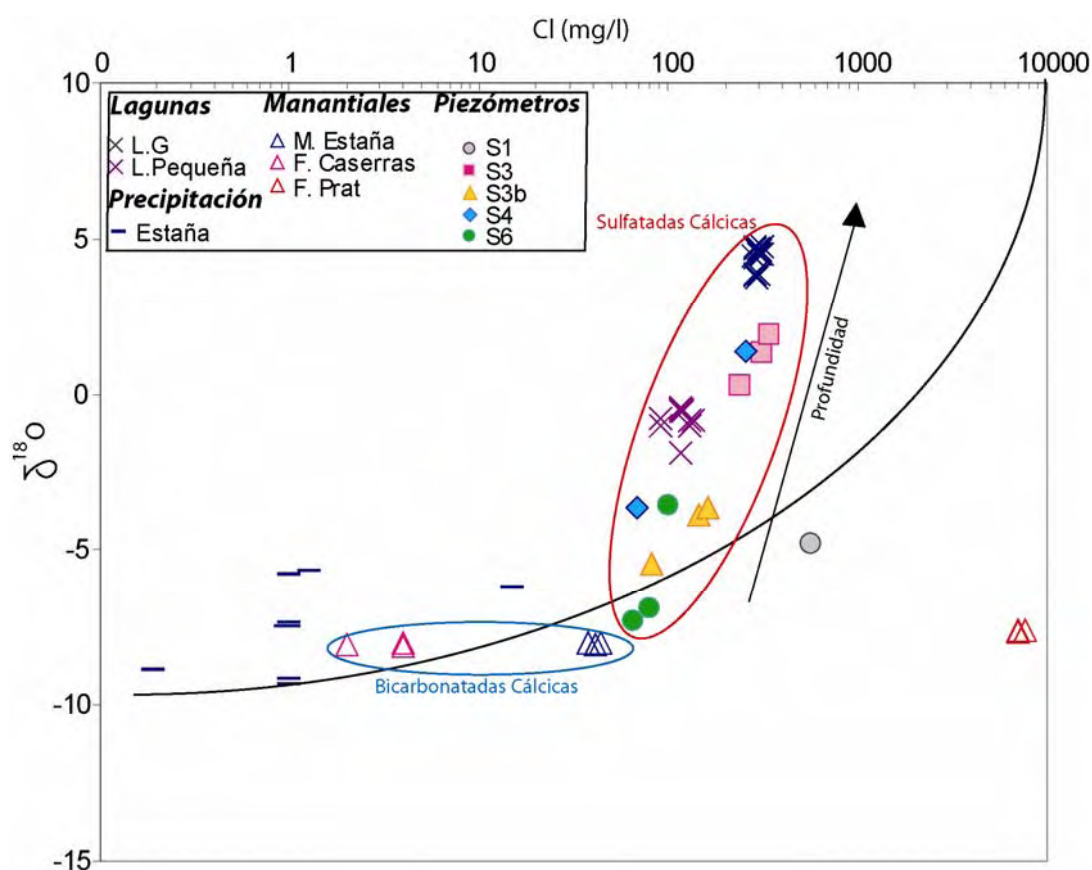


Figura 5.21. Relación $\delta^{18}\text{O}$ versus Cl (mg/l) para las muestras de precipitación, aguas subterráneas y lagunas.

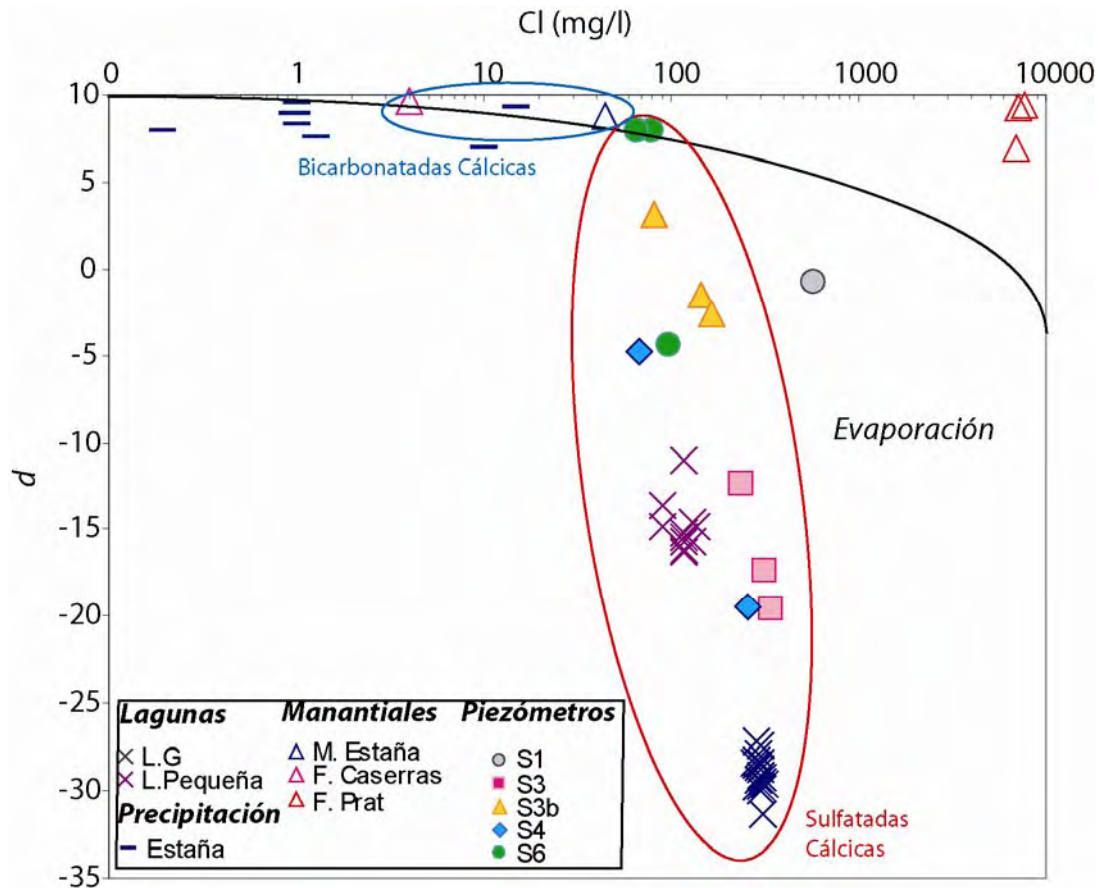


Figura 5.22. Relación entre el exceso de deuterio y la concentración de cloruro (mg/l) en la precipitación, aguas subterráneas y lagunas.

Por último, los rangos en tritio obtenidos para los manantiales (5,4 y 8,4), piezómetros (4 y 5,3) Laguna Pequeña (7,3 y 8,2) y Laguna Grande (5,2 y 5,7), son coherentes con los valores de la precipitación local, entre 3 y 7 UT. Este hecho parece indicar, en general, la existencia de un flujo subterráneo rápido lo cual parece coherente en principio con la naturaleza kárstica del acuífero (Figura 5.23) con tiempos de tránsito relativamente cortos.

No obstante y a pesar del escaso número de datos disponibles, parece observarse pequeñas diferencias entre el contenido en tritio de los manantiales y Laguna Pequeña (valores más próximos a los de la precipitación local) y el contenido en tritio de los piezómetros y Laguna Grande (valores ligeramente inferiores) (Figura 5.23). Todo ello podría indicar tiempos de residencia relativamente mayores, en este segundo caso, lo cual sería coherente con la posible influencia de las arcillas y yesos del Triásico.

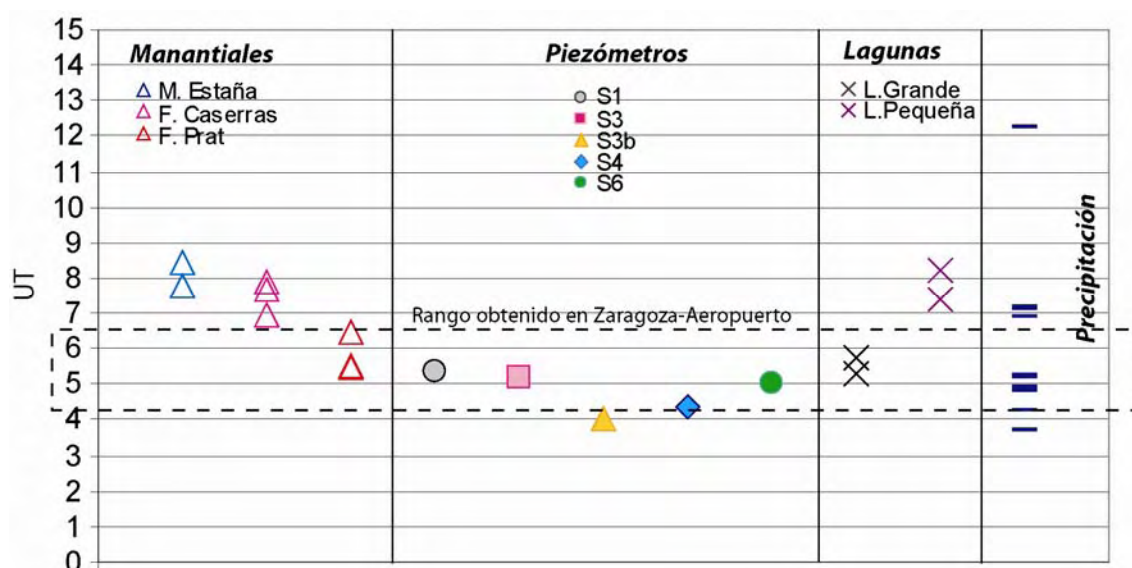


Figura 5.23. Valores de tritio obtenidos en la precipitación, aguas subterráneas y Lagunas de Estaña (2007-2009).

5.5 DISCUSIÓN

El acuífero principal en el entorno de las Lagunas de Estaña corresponde a los materiales carbonatados del Triásico medio y superior. Dicho acuífero presenta dos tipos de aguas principales; bicarbonatadas cálcico-magnésicas, representadas fundamentalmente por los manantiales de Cravera, Caserras y Estaña, y aguas sulfatadas cálcicas, observadas tanto en los piezómetros como en las Lagunas de Estaña. Este segundo grupo de aguas se interpreta como debido a la existencia de un acuitardo en los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior. Dado que la única fuente de sulfato son las facies evaporítico-arcillosas, debe existir una cierta conexión hidráulica entre el acuífero y el acuitardo como muestra la marca sulfatada cálcica en los piezómetros y lagunas. En los piezómetros se observan procesos de mezcla entre los dos tipos de agua extremos, aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas y sulfatadas cálcicas. Además, existe una clara estratificación química del agua en los piezómetros, que se hace más sulfatada al aumentar la profundidad y a medida que nos aproximamos al acuitardo. En base al contenido en tritio, se ha puesto de manifiesto que, en general, se trata de un acuífero con tiempos de tránsito relativamente cortos.

Las aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas presentan composiciones isotópicas próximas a la Línea Meteorica Mundial, similares al agua de lluvia local. Estas corresponden principalmente a los manantiales situados en las sierras del entorno de las Lagunas de Estaña y se interpretan como agua de lluvia

homogeneizada. Las aguas sulfatadas cálcicas presentan composiciones isotópicas que se alinean a lo largo de una recta de evaporación entre el agua de recarga y la Laguna Grande, indicando procesos de mezcla entre los dos tipos de agua extremos.

La caracterización hidrogeoquímica e isotópica realizada parece indicar que la recarga se produciría principalmente en las Sierra de Estaña (Figura 5.24). En el piezómetro S6, al contrario de lo inicialmente esperado, el agua superficial (15 m) es más pesada isotópicamente que en profundidad, situándose entre los datos obtenidos a mayor profundidad (22 y 36 m) y los de la Laguna Pequeña. Esto unido a una composición química similar entre la muestra superficial del piezómetro S6 y la Laguna Pequeña, podría indicar una cierta conexión subsuperficial entre ambos puntos.

La composición isotópica, así como la evolución de facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas a sulfatadas cálcicas resulta coherente con la existencia de una línea hipotética de flujo subterráneo NO-SE desde las sierras (zona de recarga) hacia el piezómetro S6, Laguna Grande y el piezómetro S3b (Figura 5.24). El agua en S3 sería prácticamente el agua propia de la Laguna Grande, mientras que la composición hidroquímica e isotópica del piezómetro S1 sugiere procesos diferentes, como una posible contaminación de origen agrícola.

Se ha observado un aumento sistemático del contenido en Ca^{2+} y Mg^{2+} en relación con el aumento de la concentración de SO_4^{2-} , además de una buena correlación entre el aumento de Mg^{2+} y SO_4^{2-} . Esto se produce a medida que aumenta la profundidad y nos acercamos a la Laguna Grande, lo que parece indicar un proceso de dedolomitización, el cual favorece la disolución de dolomita y la precipitación de calcita a la vez que se disuelve yeso. En la zona más próxima al área de recarga (Sierras de Estaña) las aguas meteóricas van disolviendo carbonatos, alcanzando el equilibrio tras un cierto tiempo de contacto, primero con calcita y luego con dolomita. A partir de los manantiales, la evolución hidrogeoquímica se ha seguido a través de los sucesivos piezómetros y las lagunas en la dirección del flujo (Laguna Pequeña, S6, Laguna Grande, S3, S4 y S3b). El contenido total de elementos disueltos, especialmente el sulfato, y la conductividad eléctrica de las aguas aumenta en la dirección del flujo y a medida que aparecen los materiales arcillosos y evaporíticos del Triásico medio y superior (acuitardo).

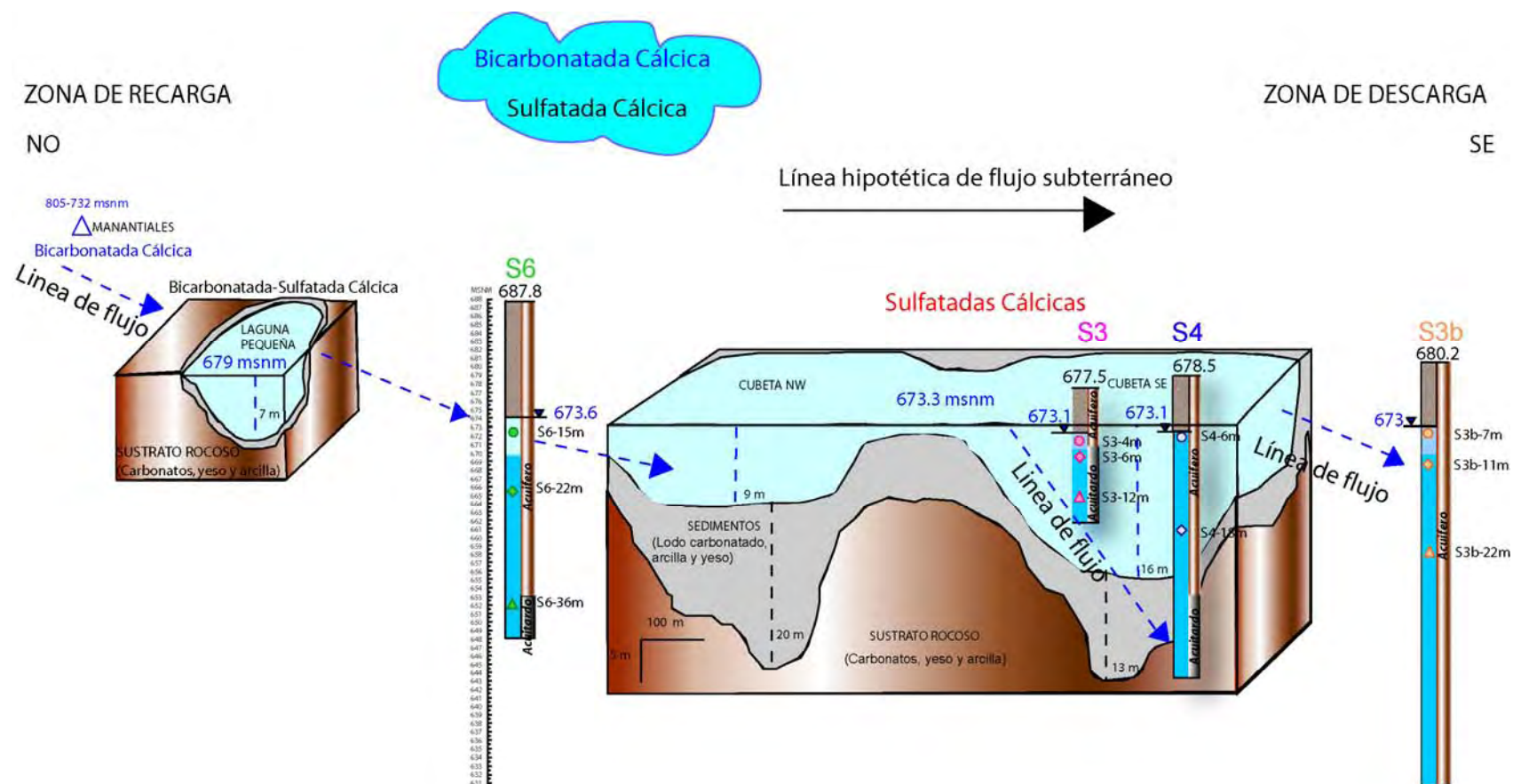


Figura 5.24. Esquema de funcionamiento hidrodinámico en el entorno de las Lagunas de Estaña a partir de la interpretación hidrogeoquímica realizada.

La disolución progresiva de yeso y/o anhidrita produce un incremento en los contenidos de Ca^{2+} de las aguas que se encuentran en una situación próxima al equilibrio respecto a la calcita y dolomita. Dicho aumento provoca la precipitación de calcita y la disolución de dolomita para volver a alcanzar el equilibrio, lo que se refleja en los índices de saturación con valores próximos a 0.

Por su parte, la disolución de dolomita es la responsable del progresivo aumento en las concentraciones de Mg^{2+} a través de sucesivas situaciones de reequilibrio parcial. Por tanto, en términos globales, la disolución de yeso y dolomita provoca un aumento en la concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} en disolución. El pH y la alcalinidad sufren un ligero descenso a lo largo del proceso y la presión parcial de CO_2 aumenta ligeramente (el CO_2 generado en la precipitación de la calcita es mayor al consumido en la disolución de dolomita).

Acompañando al aumento de la concentración de SO_4^{2-} con la profundidad, se observa una disminución del pH, Eh y del oxígeno disuelto (llegando a condiciones reductoras y anóxicas en profundidad), así como un ligero aumento de la concentración de CO_2 disuelto, lo que favorece un cierto aumento del contenido HCO_3^- en profundidad. Esto se interpreta como debido a un proceso de descomposición de materia orgánica, que consume oxígeno disuelto (lo que produce condiciones reductoras en profundidad) y produce CO_2 (que disuelve carbonatos y aumenta la alcalinidad). Esto se observa tanto en los piezómetros como en la Laguna Grande.

Pese a encontrar condiciones reductoras y casi anóxicas en profundidad, tanto en la Laguna Grande como en los piezómetros, el contenido en SO_4^{2-} no se ve afectado por un proceso de reducción de sulfatos debido a que dicho proceso solo se produce para valores de Eh en torno a -300 mv y concentraciones de oxígeno disuelto menores al 0,5%. Teniendo en cuenta que el ciclo de reducción en el acuífero comienza por la materia orgánica, hasta que ésta no se agota como agente oxidante y posteriormente se complete un posible proceso de desnitrificación (del cual no se han encontrado indicios) no comenzará la reducción de sulfatos bajo las condiciones citadas. Así pues, la concentración de SO_4^{2-} aumenta en profundidad en relación con la influencia del acuitardo y la disolución del sustrato evaporítico hasta que se alcance su estado de saturación.

Por último, la estabilidad temporal y en profundidad de la conductividad eléctrica y de la composición química de la Laguna Grande, indica un proceso de

renovación del agua en relación con las aguas subterráneas. Además, las muestras de los piezómetros S3b y S4 en profundidad presentan relaciones iónicas similares a las de la Laguna Grande y las aguas en los piezómetros S4 y S3b parecen haber experimentado un proceso de evaporación en la lámina libre, lo que parece indicar un flujo desde la laguna hacia dichos sondeos.

CAPÍTULO 6

.....

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

6.1. CONCLUSIONES GENERALES

La tesis realizada ha permitido mejorar el conocimiento sobre el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y determinar su relación con la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán. Los resultados presentados se encuentran relacionados con la cantidad y calidad de los datos disponibles, las limitaciones de las diversas técnicas de estudio utilizadas y las particularidades de la naturaleza heterogénea de los acuíferos carbonatados.

Los acuíferos de las unidades hidrogeológicas de Estaña y el Sinclinal de Estopiñán corresponden a los materiales carbonatados triásicos de las facies Muschelkalk, las calizas del Cretácico superior y Eoceno inferior, y las terrazas, glaciares y rellenos de dolinas del Cuaternario. El Muschelkalk parece no presentar continuidad lateral en superficie, mientras que los materiales del Cretácico superior constituyen el acuífero principal a nivel regional, al que se atribuyen las descargas más importantes como la Fuente de las Ollas o la Fuente del Molar. El Eoceno conforma pequeños acuíferos locales con puntos de descarga como la Fuente Redonda.

En relación con la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán, se observa una importante homogeneidad tanto química (aguas bicarbonatadas cálcicas) como isotópica en los acuíferos Eoceno y Cretácico. No obstante, el estudio comparativo tanto de la química, como de los isótopos ambientales del acuífero cretácico frente al eoceno, apoyado por la piezometría, parece poner de manifiesto la existencia de cierta desconexión hidráulica entre ambos. En función de los datos de tritio y de los parámetros hidráulicos determinados se ha podido establecer que dichos acuíferos responden a flujos locales rápidos, más en el Eoceno que en el Cretácico, debido a su naturaleza kárstica.

El funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña se encuentra estrechamente relacionado con la compleja estructura geológica y la karstificación de los materiales triásicos sobre las que se encuentran. A pesar de la dificultad que esto

representa, se establece un primer modelo conceptual sobre su funcionamiento hidrogeológico (Figura 6.1).

El acuífero que alimenta a las Lagunas de Estaña es local, limitado a los alrededores de las lagunas y corresponde a los carbonatos del Triásico medio (facies *Muschelkalk*). Este acuífero se caracteriza por presentar una importante porosidad secundaria por fracturación y karstificación, con alta transmisividad (entre 400 y 1600 m²/día) y tiempos de tránsito relativamente cortos, como indica el contenido en tritio similar al de la lluvia actual. El acuífero es muy heterogéneo, somero cerca de las lagunas y aumenta de profundidad (no de potencia) con la distancia a las mismas (profundidades comprendidas entre 4 y 25 m). La cuenca subterránea coincide aproximadamente con la cuenca vertiente superficial (unos 2,5 km²), no pareciendo existir una conexión con la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán, como parece deducirse de la diferencia piezométrica existente entre el piezómetro S1 y el resto de piezómetros, así como de las campañas geofísicas realizadas. La orientación general NO-SE de las principales estructuras geológicas parece condicionar la dirección principal del flujo subterráneo. Los límites N y NO del acuífero se corresponden con el contacto litológico entre materiales permeables (carbonatados) y poco permeables (arcillas, yesos y conglomerados). Los límites E y más claramente O y SO corresponden a divisorias de aguas subterráneas aproximadamente coincidentes con la cuenca superficial. Por último, el límite SE se considera como un límite abierto, con un flujo subterráneo hacia el Río Noguera Ribagorzana, principal zona de descarga a nivel regional. La variabilidad en la unidad hidrogeológica de Estaña a escala regional (calizas, arcillas, ofitas y yesos) podría indicar distintos acuíferos locales con diversos sistemas de circulación. Los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior (Facies *Keuper* y M2) constituirían un acuitardo.

La principal fuente de recarga se produce por la infiltración a partir de las precipitaciones que tienen su origen en frentes predominantemente atlánticos, como pone de manifiesto una composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) que se ajusta a la Línea Meteorica Mundial (LMM), así como una posible recarga preferencial entre los meses de enero y abril. La precipitación media anual es de 625 mm/año (1988-2011) aunque se observa una elevada interanualidad, con un máximo de 952 mm/año y un mínimo de 397 mm/año (Figura 6.1). El clima predominante es de tipo mediterráneo continental, con dos máximos de precipitación durante el otoño y la primavera, separados por dos mínimos acusados en invierno y verano.

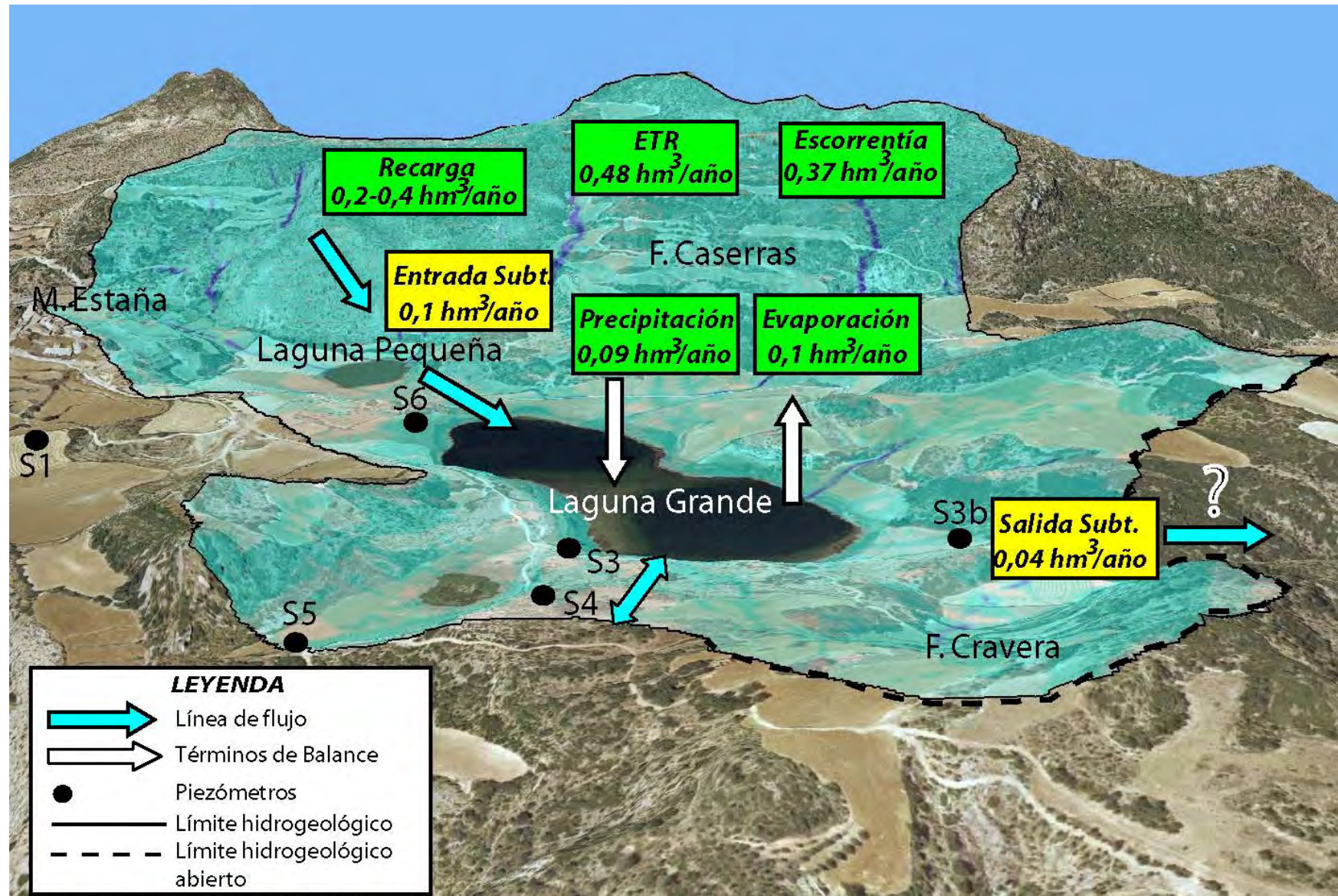


Figura 6.1. Esquema de funcionamiento hidrogeológico en el entorno de las Lagunas de Estaña. (La flecha de doble sentido en el entorno de S3 simboliza el posible cambio de tendencia en el sentido del flujo subterráneo).

La composición química de la precipitación varía entre bicarbonatada a sulfatada cálcica, en coherencia con las litologías predominantes en superficie (materiales carbonatados, arcillas y yesos principalmente). Por otro lado, se ha observado un aumento en el contenido en sodio y cloruro en la lluvia de la Sierra de San Quílez (a pesar de corresponder al punto de muestreo situado a una cota más alta), interpretado como debido probablemente a la influencia de las explotaciones salinas existentes en Peralta de la Sal, situada unos 12 km al O del área de estudio que facilitarían la dispersión de las sales en la atmósfera y posterior lavado del polvo atmosférico por la precipitación.

La recarga media total obtenida a partir del balance de agua en el suelo y del balance de cloruros es de unos 83-183 mm/año, lo que representa aproximadamente entre el 15 y 30% de la precipitación media anual (correspondiente a unos 0,2-0,4 hm³/año) (Figura 6.1). Esto es coherente con los resultados obtenidos a partir de caudales específicos de las estaciones de aforos de Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE, 1998) con una recarga promedio de entre 95 y 221 mm/año para la masa subterránea de Litera Alta.

El balance de agua en el suelo se ha obtenido a partir de la zonificación del área de recarga en tres subdominios (masa forestal, barbecho y cereal de invierno), descartando las áreas en las que afloran los materiales evaporítico arcillosos triásicos, lo que permite conocer tanto la modalidad como la contribución de cada zona a la recarga total del sistema. La mayor parte de la recarga se produce en los suelos en los que predomina la masa forestal (57 % de la recarga total), los cuales se encuentran principalmente en la Sierra de Estaña. Por otro lado, los valores promedio de evapotranspiración real y escorrentía superficial obtenidos corresponden a unos 266 y 206 mm/año, respectivamente 44 y 32 % de la precipitación. En el tipo de suelo predominante en el área de recarga, masa forestal, la evapotranspiración es mayor (312 mm/año, 52 % de la precipitación) y la escorrentía superficial menor (125 mm/año, 19 % de la precipitación).

El área de recarga corresponde principalmente a los afloramientos de materiales carbonatados (Muschelkalk) existentes en los alrededores de las Lagunas de Estaña, donde existen pequeños manantiales en el contacto con las arcillas y yesos del Triásico (Cravera, Caserras y Estaña) que pueden considerarse como representativos del agua de recarga (Figura 6.1). Esta zona de recarga se caracteriza por la ausencia de cursos fluviales significativos.

En el área de recarga, las aguas meteóricas van disolviendo carbonatos, alcanzando el equilibrio tras un cierto tiempo de contacto, primero con calcita y luego con dolomita (aguas bicarbonatadas calcico-magnésicas representadas por los manantiales Cravera, Caserras y Estaña). Una vez alcanzada la zona saturada, se observa la existencia de dos tipos de agua: bicarbonatadas cálcico-magnésicas (representadas por las muestras superficiales en los piezómetros y características del acuífero carbonatado) y sulfatadas cálcicas, con mayor grado de mineralización (principalmente sulfato) y representativas del agua existente tanto en los piezómetros en profundidad como en las lagunas. Este segundo tipo de agua es coherente con la existencia de un acuitardo en los materiales evaporítico-arcillosos del Triásico medio y superior, en cierta conexión hidráulica con el acuífero, como muestra la marca sulfatada cálcica. En el acuífero se produce una clara estratificación química del agua, bicarbonatada cálcico-magnésica en superficie y sulfatada cálcica en profundidad cuanto menor es la distancia al contacto con el acuitardo.

Tanto en el acuífero como en la Laguna Grande acompañando al aumento de la concentración en sulfato con la profundidad, parece observarse un proceso de descomposición de materia orgánica, que consume oxígeno disuelto (lo que se traduce en condiciones reductoras en profundidad) y produce CO_2 (que disuelve carbonatos y aumenta la alcalinidad). Pese a encontrar condiciones reductoras y casi anóxicas en profundidad, el contenido en SO_4^{2-} no se ve afectado por un proceso de reducción debido a que dicho proceso solo se produce para valores de Eh en torno a -300 mv y concentraciones de oxígeno disuelto menores al 0,5%. Por otro lado, también parece observarse un proceso de dedolomitización (máxima en la Laguna Grande) que favorece la disolución de dolomita y la precipitación de calcita a la vez que se disuelve yeso.

Los datos piezométricos, hidrogeoquímicos e isotópicos parecen indicar la existencia de una línea de flujo subterráneo NO-SE, desde la Sierra de Estaña (zona principal de recarga) pasando por la Laguna Pequeña, piezómetro S6, Laguna Grande y piezómetro S3b.

La Laguna Pequeña se recarga fundamentalmente a partir de los materiales carbonatados de la Sierra de Estaña, lo que explica su composición química (más bicarbonatada y menos sulfatada con respecto a la Laguna Grande). En la Laguna Pequeña, las fluctuaciones de la lámina de agua son menores que en la Laguna Grande, su tasa de renovación de agua es más rápida y presenta un menor

fraccionamiento isotópico por evaporación. Todo ello, unido al balance hídrico realizado, parece poner de manifiesto la existencia de una entrada subterránea procedente de la Sierra de Estaña y una salida subterránea hacia el piezómetro S6. Aunque parece no existir una conexión superficial entre ambas lagunas, en el piezómetro S6 el agua superficial es más pesada isotópicamente que en profundidad, con un contenido isotópico promedio entre los datos obtenidos a mayor profundidad y los de la Laguna Pequeña. Esto unido a una composición química similar entre la muestra superficial del piezómetro S6 y la Laguna Pequeña, parece reforzar esta hipótesis.

En la Laguna Grande, la estabilidad temporal y en profundidad de la conductividad eléctrica y de la composición química del agua indica un proceso de renovación del agua en relación con las aguas subterráneas. Todo ello unido a la información piezométrica, hidroquímica e isotópica disponible y a la existencia de manantiales permanentes en la cuenca vertiente adyacente al SE, aguas abajo de la Laguna Grande, parece indicar que se trata de un sistema tipo *“Flow Through Wetland”* (al igual que la Laguna Pequeña), con entradas y salidas laterales subterráneas coincidiendo con el acuífero somero. Teniendo en cuenta la morfología de las cubetas en la Laguna Grande, así como la disposición y potencia del relleno sedimentario en las mismas (de hasta 12 m, compuesto por lodos carbonatados, arcillas y yesos), la posibilidad de un aporte subterráneo a través del fondo es complicado, de manera que las entradas y salidas subterráneas quedarían restringidas a los primeros metros (coherente con un acuífero somero).

Por otra parte, los niveles medidos en todos los piezómetros parecen indicar la existencia de dos posibles orientaciones de flujo subterráneo, una desde el NO (S6) pasando por la Laguna Grande hacia el SE (S3b), y otra entre el SE (S4) y la misma laguna. La comparación entre la columna litológica de los piezómetros y los niveles de agua medidos en piezómetros y lagunas, sugiere que la entrada de agua a la Laguna Grande se llevaría a cabo a través de las rocas carbonatadas fracturadas del Triásico medio (Muschelkalk) ubicadas al noroeste, cerca del piezómetro S6.

Los balances hídricos realizados (mayo de 2008-junio de 2011) ponen de manifiesto que la principal entrada de agua a la Laguna Grande se produce por aporte subterráneo (en torno al 52% de la recarga total) y la salida de agua más importante corresponde a la evaporación (en torno al 60% de las salidas totales) (Figura 6.1). Las entradas subterráneas ($\sim 0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$) superan a las salidas subterráneas ($\sim 0,04$

hm³/año) en los periodos de mayor precipitación, en coherencia con la elevada transmisividad del acuífero así como los rápidos tiempos de tránsito anteriormente comentados. Además, el caudal subterráneo de entrada a la Laguna Grande constituye aproximadamente entre el 33% y el 50% de la recarga, por lo que la cuenca vertiente subterránea definida sería suficiente para justificar la existencia de las lagunas.

Por último, las muestras tomadas en los piezómetros S3b y S4 en profundidad presentan relaciones iónicas similares a las de la Laguna Grande y además, parecen haber experimentado un proceso de evaporación en la lámina libre, lo que parece confirmar este posible flujo desde la laguna hacia dichos piezómetros así como el tipo de humedal (*“Flow Through Wetland”*).

A modo de resumen, se puede concluir que las Lagunas de Estaña constituyen un humedal hipogénico de origen kárstico, cuyo funcionamiento se encuentra estrechamente relacionado con las aguas subterráneas. Las principales entradas de agua a dichas lagunas se producen por aportes subterráneos procedentes de un acuífero carbonatado kárstico asociado a los materiales del Muschelkalk (Triásico), somero y local, es decir, desconectado de la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñan. Una particularidad característica de estas lagunas es el papel que presentan las arcillas y yesos del triásico (acuitardo) en los procesos y características hidrogeoquímicas existentes tanto en el acuífero como en las lagunas. Las principales entradas subterráneas coinciden con las épocas de mayor precipitación ya que la transmisividad del acuífero es importante y los tiempos de tránsito relativamente cortos. Todo ello hace que estas lagunas sean muy sensibles a posibles cambios tanto climáticos como en los usos del suelo, aspectos esenciales a tener en cuenta para su correcta gestión y conservación.

6.2. PROPUESTA DE LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

A continuación se enumeran los futuros trabajos que no ha sido posible abordar en la presente tesis o que no se han tratado con detalle en este estudio, pero que pueden mejorar el conocimiento adquirido sobre el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña.

- Continuar con el muestreo periódico de la composición química e isotópica del agua subterránea en los piezómetros y en las lagunas a diferentes

profundidades para obtener un periodo de observación más largo que ayude a una mejor caracterización de los procesos de interacción agua-roca-gases, así como a determinar la influencia estacional en la relación aguas subterráneas-lagunas.

- Aplicación del código de simulación hidrogeoquímica PHREEQC con objeto confirmar y cuantificar los principales procesos hidrogeoquímicos previamente identificados.
- Estudiar los isótopos del estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de los principales manantiales de la unidad hidrogeológica del Sinclinal de Estopiñán y de la unidad hidrogeológica de Estaña, así como de las propias lagunas, para determinar el carbonato origen e identificar el agua representativa de los diferentes acuíferos.
- Estudiar los isótopos del azufre (^{32}S y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$) de las aguas subterráneas del entorno de las Lagunas de Estaña para determinar el origen de los mismos y tratar de identificar posibles fuentes de contaminación agrícola y/o ganadera.
- Llevar a cabo la monitorización de la zona ripariana mediante la instalación de “drive-points” a lo largo de diferentes transectos en el entorno de la Laguna Grande, con objeto de conocer las reacciones químicas que sufren los nutrientes y/o contaminantes (en especial el nitrato), para estudiar su posible atenuación natural, así como plantear escenarios de gestión ante una posible contaminación.
- Continuar con la medida de la lámina de agua en las lagunas y de los niveles mediante la instalación de “divers” de medida en continuo en los piezómetros, con objeto de mejorar el conocimiento de las relaciones entre el agua subterránea y las lagunas, considerar el carácter tridimensional del flujo y conocer su posible respuesta frente a posibles cambios climáticos y/o ambientales.
- Continuar con la medida de las variables climatológicas (precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección de viento) en la estación meteorológica de Estaña, que permita tener series temporales completas de la propia cuenca de Estaña para su aplicación al balance de agua en el suelo y al balance hídrico.

- Realizar un balance hidrometeorológico en la cuenca vertiente al humedal mediante la aplicación de metodologías más completas como el programa Visual_Balan, para cuantificar las componentes del ciclo del agua en el suelo, zona no saturada y acuífero. Además, se podrá realizar un análisis de sensibilidad que permita evaluar la incertidumbre asociada a los principales parámetros del suelo.
- Instalación de un sensor de boya en el tanque de tipo A que permita registrar datos reales de evaporación en lámina libre siendo posible conocer el volumen de pérdida real por evaporación en ambas lagunas, con objeto de mejorar y actualizar el balance hídrico
- Confirmación del modelo conceptual planteado mediante la simulación numérica del flujo subterráneo en la cuenca subterránea de las Lagunas de Estaña y calibración con los datos de nivel y parámetros obtenidos hasta el momento. Una vez calibrado el modelo, simulación de diversos escenarios para una correcta gestión de las Lagunas de Estaña.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, O.; Custodio, E. (2008). Impactos de las extracciones de agua en el Salar del Huasco (norte de Chile). *Boletín Geológico y Minero*, 119(1): 33–50.
- Adams, P.R. et al. (1981). *Wetland evaluation technique: Vol. 1: literature review and evaluation rationale*. U.S. Army Corps of Engineers. Washington D.C. (WES TR WRP–DE–2. Oct. 1991).
- Adamus, 1988, The FHWA/Adamus (WET) method for wetland functional assessment., in Hook, D.D., McKee, W.H., Jr., Smith, H.K., Gregory, James, Burrell, V.G., Jr., DeVoe, M.R., Sojka, R.E., Gilbert, Stephen, Banks, Roger, Stolzy, L.H., Brooks, Chris, Mathews, T.D., and Shear, T.H., *Management, use, and value of wetlands*, v. 2 of *The ecology and management of wetlands*: Portland, Oreg., Timber Press, p. 128-133.
- Allison, G.B. y Leaney, F. W., (1982). Estimation of isotopic exchange parameters using constant-feed pans. *J. Hydrol.* 55: 151-161.
- Allmendinger, R. (2006). Stereonet Program for Mackintosh. V.6.3.3. Freeware.
- Alonso, M. (1987). Clasificación de los complejos palustres españoles. Bases Científicas para la Protección de los Humedales de España. Real Academia de Ciencias. Madrid: 65–78.
- Alonso, M. (1998). Las lagunas de la España Peninsular. *Limnética*, 15: 1–176.
- Alvarado, M., Coma, J. y Valle, J. del (1959). Instituto Geológico y Minero de España. Mapa geológico de España, escala 1:50.000; explicación de la Hoja número 289, Benabarre (Huesca-Lérida), Madrid.
- Álvarez, S. (2002). Descomposición de materia orgánica en lagunas someras del Manto Eólico Litoral de Doñana. Tesis doctoral. Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid: 1–518.
- Álvarez Cobelas, M., J. Catalán y D. García de Jalón (2005). Impactos del cambio climático sobre los ecosistemas acuáticos continentales. En: Moreno, J. M. (coord.), *Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Gobierno de España, Madrid.
- Álvarez Cobelas, M. (2006). Groundwater-mediated limnology in Spain. *Limnetica*, 25(1-2): 107-122
- Álvarez-Cobelas, M. y Cirujano, S. (2007) *Ecología acuática y sociedad de las Lagunas de Ruidera*. Biblioteca de Ciencias. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 414 pp.
- Andrews, R.J., Barcker, R. y Meng Heng, L. (1995). The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in Chalk at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom. *Hydrogeology Journal*, v.3, nº 4.
- Appelo, C.A.J. y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Ed. .A. Balkema. Rotterdam. Brookfield. 536p.

- Ávila, A., et al. 1984. Limnología del Lago Grande de Estanya (Huesca). *Oecología aquatica*, 7: 3-24.
- Azcón, A. (2005). Programa MABE (Modelo Analítico de Bombeos de Ensayo) para PC. Freeware.
- Azcón, A. (2010). Programa MABE (Modelo Analítico de Bombeos de Ensayo) mejorado para PC. Freeware.
- Ball, LB., Ge, S., Caine, J.S., Revil, A., Jardani, A. (2010). Constraining fault-zone hydrogeology through integrated hydrological and geoelectrical analysis. *Hydrogeology Journal* Published on line: 24 March 2010. DOI 10.1007/s10040-010-0587-z
- Barbier, E.B.; Acreman, M.; Knowler, D. (1997). Economic evaluation of wetlands: a guide for policy makers and planners. Ramsar Convention Bureau, Gland, CH: 1–27.
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M., Tallini, M. (2005) Stable isotope (2H , 18O and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry* 20 (2005) 2063–2081.
- Barnes, C.J. y Allison, G. B., (1988). Tracing of water movements in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.* 100: 143-176.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed). SGE-IGME, Madrid, 231-338.
- Bartolino JR, Niswonger RG, (1999). Numerical Simulation of Vertical Ground-Water Flux of the Rio Grande from Ground-Water Temperature Profiles. Central New Mexico. U.S. Geol. Survey, Water-Resources Investigations Report 99-4212. 45 pp.
- Bayarri-Borja, J. (2005). Origen de les aigües del Llac de Montcortés (Baix Pallars, Lleida). Tesis de Master, Universitat de Barcelona, Barcelona, 68 pp.
- Bayó A, J Castiella, E Custodio, S Niñerola, L Virgos (1986) Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. - Jornadas sobre el karst. Euskadi 1986. Comunicaciones II: 255-340. (In Spanish)
- Begemann, F., (1959). Natural tritium. In: *Nuclear Geology*, Varenna: 109-128.
- Bernués, M. (1990). Limnología de los sistemas acuáticos del Parque Nacional de Doñana. Tesis doctoral. Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid: 1–242 + Ap.
- Bottinga, Y. (1969). Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite- CO_2 -graphite-methane-hydrogen and water vapour. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 49-64.

- Bouwer, H. y Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12 (3), 423–428.
- Brutsaert, W., (1965). A model for evaporation as a molecular diffusion process into a turbulent atmosphere. *J. Geophys. Res.* 70. 5017-5024.
- Calvet F, Anglada E, Salvany JM (2004). El Triásico de los Pirineos. In: J.A. Vera, Editor, *Geología de España*, SGEIGME, Madrid 272-273.
- Canals, M., Got, H, Julia, R., Serra, J., (1990). Solution-collapse depressions and suspensates in the limnocrenic lake of Banyoles (NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (3), 243-254.
- Carter, V., Bedinger, M.S., Novitzki, R.P. y Wilen, W.O.(1979). Wetland functions and values: The state of our understanding. *Water resources and wetlands*. In: Greeson, P.E., Clark, J.R., and Clark, J.E., (eds.), *Proceedings of the National Symposium on Wetlands*, American Water Resources Association, Minneapolis, Minnesota, pp. 344- 376.
- Casado de Otaola, S. y Montes del Olmo C. (1995). *Guía de los lagos y humedales de España*. J. M Reyero Editor, Madrid, 255pp.
- Castro, A. (1999). Modelo regional de flujo subterráneo del sistema acuífero Almonte–Marismas y su entorno. Tesis de Máster en Hidrología Subterránea. UPC–FCIHS. 1–134 + anejos.
- Castro-Diez (1996). Variaciones estructurales y funcionales de los fanerófitos dominantes en las comunidades de encinar a lo largo de un gradiente climático atlántico-mediterráneo. Tesis doctoral. Universidad de León, Facultad de Biología, 201 pp.
- CEDEX (2007) Estudio hidrogeológico e isotópico en la masa de agua subterránea Campo de Montiel (041.010). Documento interno.
- Cey, E.E., Rudolph, D.L., Aravena, R. y Parkin, G., (1999). Role of the riparian zone in controlling the distribution and fate of agricultural nitrogen near a small stream in southern Ontario. *Journal of Contaminant Hydrology*, 37(1-2): 45-67.
- Chalikakis K, Nielsen MR, Legchenko A. y Feldberg Hagensen, T. (2009) Investigation of sedimentary aquifers in Denmark using the magnetic resonance sounding method (MRS) *C.R. Geoscience* 341, 918-927.
- Chambers JE, Kuras O, Meldrum PI, Ogilvy RD y Hollands J (2006) Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, vol.71, nº6 (nov-dec 2006); PB231-239, 9 figs.
- CHE (1997). Catalogación de los acuíferos de la cuenca del Ebro. Oficina de Planificación Hidrológica. Informe Inédito.
- CHE (1998). Estudio de los caudales característicos para la estimación de las ecorregiones en la cuenca del Ebro (Plan Hidrológico). Confederación Hidrográfica del Ebro. Consulto: M. A. García Vera. Informe Inédito. Zaragoza.

- CHE (2000). *Proyecto de puesta en riego de la Litera Alta*. (Documento interno).
- CHE (2002). Estudio de recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen izquierda de la cuenca del Ebro. Zona oriental. Litera Alta (09.304) (Documento interno).
- CHE (2005). Implantación de la Directiva Marco del agua. Caracterización de la demarcación y registro de zonas protegidas. CHE- MIMAM. 247p.
- CHE (2006). Establecimiento de condiciones de referencia y redefinición de redes en la cuenca del Ebro según la Directiva 2000/60/CE. Documento interno.
- CHE (2008). Proyecto para la construcción de sondeos e instalación de la red oficial de control de las aguas subterráneas de la cuenca del Ebro. 2ª fase. Oficina de Planificación Hidrológica. Informe Inédito.
- Clark, I.D. y Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis, Boca Ratón, FL., 328pp.
- Clark, I.D. y Aravena, R. (2005). *Environmental Isotopes in Ground Water Resource and Contaminant Hydrogeology*. NGWA Course 394. January 25-26, 2005. San Diego, California.
- Coletto, M.C. (2003). Funciones hidrológicas y biogeoquímicas de las formaciones palustres hidrogénicas de los mantos eólicos de El Abalario-Doñana (Huelva). Dep. Interuniversitario de Ecología. Universidad Autónoma de Madrid. Canto Blanco, Madrid. Tesis doctoral.
- Coma, J. (1960). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (1ª serie). Hoja nº 327: Os de Balaguer. IGME, Madrid.
- Commission of European Union (1995). *Wise Use and Conservation of Wetlands*, Communication from the Commission to the Council and the European Parliament. COM (95) 189 final, pp. 1-54.
- Constanza, R. d'Arge, R., de Groot, R., Farber, S. Grasso, M., Hannon, B. Limburg, K., Naeem, S., O'Neill, R.V., Paruelo, J., Raskin, R.G., Sutton, P. y Van den Belt, M. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387, 253-260.
- Convención Relativa a los Humedales de Importancia Internacional, Especialmente como Hábitat de Aves Acuáticas. Ramsar (Irán), 2 de febrero de 1971. Compilación de Tratados de las Naciones Unidas Nº 14583. Modificada según el Protocolo de París, 3 de diciembre de 1982, y las Enmiendas de Regina, 28 de mayo de 1987.
- Cook, P.G. y Herczeg, A.L. (1999). *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Press, Boston, MA.
- Cooper, Jr, H.H., Bredehoeft, J.D. y Papadopoulos, I.S., (1967). Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research* 3 (1), 263–269.
- Cooper, A.B., (1990). Nitrate depletion in the riparian zone and stream channel of a small headwater catchment. *Hydrobiologia* 202, 13–26.

- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133: 1702-1708.
- Craig, H. y Gordon, L.I., (1965). Deuterium and Oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: E. Tongioli (editor), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleo-Temperatures*. Pisa, Lab. Geol. Nucl.: 9-130.
- Cruz-San Julián, J., Araguas, L., Rozanski, K., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Morañ, F., Olias, M. (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus* (1992), 44B, 226-236.
- Cuadrat, J.M, Saz, M.A., Vicente-Serrano, S.M., González-Hidalgo, J.C. (2007). Water resources and precipitation trenes in Aragón. *Int. J. Water Resources*. D. 23 (1), 107-123.
- Cuchí, J.A. (2004). *Informe sobre las características y problemas de los acuíferos kársticos del Sinclinal de Estopiñán (Ribagorza y Litera, Huesca)*. Escuela Politécnica Superior de Huesca, Universidad de Zaragoza.
- Custodio, E. (1965). Notas sobre la hidroquímica. Comisaría de Aguas del Pirineo Oriental y Servicio Geológico de Obras Públicas. Barcelona.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (1983). *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega, 2 Vol.: 1-2350. Barcelona
- Custodio, E. (1990). Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. Greenhouse Effect, Sea Level and Drought. NATO ASI Serie C: Mathematical and Physical Sciences. 325. Kluwer. Dordrecht: 593-618.
- Custodio, E. y Palancar, M. (1995). Las aguas subterráneas en Doñana. *Revista de Obras Públicas*. Madrid. 142 (3340): 31-53.
- Custodio, E. (2001). Aguas subterráneas y humedales. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, Asociación Española de Hidrología Subterránea, Madrid, XXIV: 3-30.
- Custodio, E., Manzano, M. y Montes, C. (2009). Las aguas subterráneas en Doñana: aspectos ecológicos y sociales. Agencia Andaluza del Agua. Sevilla: 1-249.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 567-584
- Delgado, F., Lozano, E., Manzano, M. y Custodio, E. (2001). Use of environmental isotopes and chemical tracers to characterise the relationships between phreatic and saline freshwater lakes and the aquifer (Doñana, SW Spain). *Proceedings 3rd International Conference on Future Groundwater Resources at Risk* (ed. L. Ribeiro), Lisboa: 535-547.
- Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J., Mohan Kumar, M.S. y Subramanian S (2008). Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes*. 22, 384-394 DOI: 10.1002/hyp
- DGA (1985): Estudio hidrogeológico comarcal de Aragón. Comarca Esera-Noguera (Informe inédito).

- DGA-DPH (1985) Estudio hidrogeológico comarcal de Aragón. Comarca Esera-Noguera. Diputación General de Aragón. (Internal document).
- DGOH (1991). Estudio de las zonas húmedas continentales de España. Informe de INITEC para la Dirección General de Obras Hidráulicas, Ministerio de Obras Públicas. Madrid
- DGOH (1996). Lagos y humedales de España. En Montes, C. (coord.). INIMA. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. MOPTMA.
- DGOH (2002). Estudio de recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen izquierda de la cuenca del Ebro. Zona oriental: Litera Alta (09.304) (Informe inédito).
- Durán, J.J, García de Domingo, A. López Geta, J.A., Robledo, P. A. y Soria J.M. (2005). Humedales del Mediterráneo español: modelos geológicos e hidrogeológicos. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 160 pp.
- Durán, J.J. y García de Domingo, A. (2009). Modelos geológicos e hidrogeológicos de los humedales Ramsar andaluces. López Geta, J.A. y Fornés Azcoiti, J.M. (Eds.) La geología e hidrogeología en la investigación de humedales. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas N.º 28. 67-80. Madrid
- ESRI (2004). ArcGIS 9.0 for Microsoft Windows operating system. <http://www.esri.com/software/arcgis/>
- Esteve, I *et al.* (1983). Electron microscope study of the Interaction of epibiontic bacteria with Chromatium minus in natural habitats. Microbial Ecology 9: 57-64.
- Esteve, I. *et al.* (1992). Comparison of techniques to determine the abundant of predatory bacteria attacking Chromatiaceae. FEMS Microbiology Ecology 86: 205-211.
- Falting, V. y Harteck, P. Z. (1950). Der Tritium Gehalt der Atmosphere. Z. Naturforsch., 5a, pp: 438-439.
- FAO-ISRIC (1998). World Reference Base, Rome, 91 pp.
- FCIHS (2008). Hoja de cálculo del balance de agua en el suelo Easy_Bal.xls V.3. Freeware.
- Ferrer, M., Rodríguez, J., Estrela, T. (1995). Generación automática del número de curva con Sistemas de Información Geográfica. Ingeniería del Agua. Vol 2 num 4. (diciembre 1995) pp 43-58.
- Freeze, R.A. y Witherspoon, P.A. (1966). Theoretical analysis of regional ground water flow 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. Water Resour. Res., 2: 641-656.
- Freeze, R.A. y Witherspoon, P.A. (1967). Theoretical analysis of regional ground water flow 2. The effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. Water Resour. Res., 3: 623-634.
- Gaju, N. (1992): Distribution of predatory bacteria that attack chromatiacea in a sulfurous lake. Microbial Ecology (1992) 24: 171-179.

- García Novo, F., Toja Santillana, J. y Granado-Lorencio, C. (2009). The state of water ecosystems. *Water Policy in Spain* (eds. A. Garrido y M.R. Llamas). CRC Press, London: 21–28.
- García-Mondejar J., Pujalte, V. y Robles, S. (1986). Características sedimentológicas, secuenciales y tectonoestratigráficas del Triásico de Cantabria y norte de Palencia, *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 151-172.
- García Senz, J.M., Zamorano, M. y Montes, M.J. y Barnolas, A. (1990). Instituto Geológico y Minero de España. Mapa Geológico de España Escala 1:50.000, nº326 Monzón.
- García-Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense inferior-Mioceno inferior en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27:195-209
- García-Vera, M.A. (1994). Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos: aplicación a los Monegros, Zaragoza. Departamento de Ingeniería del Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. Tesis doctoral.
- Garrido-Megías, A. y Ríos, L.M. (1972). Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 83, pp 1-47.
- Gat, J.R. (1971). Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations. *Water Res. Res.*, 7, pp: 980-993.
- Gat, J.R. (1991). Monitoring the response of arid zone hidrology to environmental change by means of the stable isotope composition of groundwaters. *Isotope Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1990)*, IAEA, Viena: 521-532.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Bursey, G.G y Prowse, T.D., (1993). Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada. *Nordic Hydrology*, 24, 1993, 79-94.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D. y Prowse, T.D., (1996). Development and validation of an isotopic method for estimating lake evaporation. *Hydrological Processes* 10: 1369-1382
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D. y Prowse, T.D., (1999). Panderived isotopic composition of atmospheric water vapour and its variability in northern Canada. *J. Hydrol.* 217: 55-74.
- Gilath, C.H. y Gongiantini, R. (1983). Lake Dynamics. En: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology 1983 Edition*. Technical Reports Series nº 91. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Gillham, R. W. (1984). The capillary fringe and it effect on water table response. *J. Hydrol.* 67: 307-324.
- Gilvear, D.J., Andrews, R., Tellam, J.H., Lloyd, J.W. y Lerner, D.N., (1993). Quantification of the water balance and hydrogeological processes in the vicinity of a small groundwater fed wetland, East Anglia, UK. *Journal of Hydrology*, 144: 311-334.

- Gonfiantini, R. (1965). Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate. Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa, Ser. A, 72: 550-569.
- Gonfiantini, R., (1986). Environmental isotopes in lake studies. In: P. Fritz and J.-Ch. Fontes (Eds.) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment., B. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands: 113-168.
- González, M. y Oliván, C. (2008): Actualización del estudio hidrogeológico del Sinclinal de Estopiñán (Huesca). 42 Edición CIHS. Barcelona.
- González Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A. y Delgado-Huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 259 (2-3), 157-181.
- González-Bernáldez, F. (1992a). Los paisajes del agua: terminología popular de los humedales. J.M: Reyer Editor, Madrid.
- González-Bernáldez, F. (1992b). Ecological aspects of wetland/groundwater relationships in Spain. Limnética. Madrid. 8: 11-26.
- González-Hidalgo, J.C., De Luis, M., Raventós, J. y Sánchez, J.R. (2001). Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. Int. J. Climatol. 21, 843-860.
- Grosse, A., Johnston, W.M., Wolfgang, R.L. y Libby, W.F. (1951). Tritium in nature. Science, 113, pp: 1-2.
- Guerrero, R., *et al.* (1985): Pototrophic sulfur bacteria in two Spanish lakes: Vertical distribution and limiting factors. Limnology and Oceanography, 30 (5), 919-931.
- Guerrero, R., *et al.* (1986) Predatory prokaryotes: Predation and primary consumption.. Evolution and Microbiology, 83: 2138-2142.
- Halevy, E., Moser, H., Zellhofer, O. y Zuber, A. (1967). Borehole dilution techniques: A critical review. In Proceedings of the symposium on Isotopes in Hydrology, 531-564. Vienna, Austria: I.A.E.A.
- de Haro, J.M.; Giráldez, J.V.; Ordóñez, R.; Custodio, E.; Iglesias, M.; Manzano, M. y López, J.J. (2000). Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. Boletín Geológico y Minero. Vol. 111(1): 77-88.
- Haycock, N. E. y Pinay, G. (1993). Groundwater Nitrate Dynamics in Grass and Poplar Vegetated Riparian Buffer Strips during the Winter. Journal of Environmental Quality Vol. 22 No. 2, p. 273-278
- Helfgott, T.B., Lefor, M.W., y Kennard, W.C., (1973), First Wetland Conference: Storrs, Conn., University of Connecticut, Institute of Water Resources, Report 21, Proceedings, 199 p.
- Heredia, J., Ruiz, J.M., García de Domingo, A., Rubio, F. e Ibarra, P. (2007) Empleo de técnicas geofísicas en la caracterización de la cuenca endorreica de Fuente de Piedra, Málaga (España) Congreso: V Congreso Argentino de Hidrogeología. III Seminario Hispano- Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Paraná, Argentina.

- Heredia, J., Ruiz, J.M. y García de Domingo, A. (2009) Estrategia para la caracterización del sistema hidrogeológico con densidad variable de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga, España) La geología e hidrogeología en la investigación de humedales. Eds. López-Geta, J.A. y Fornes Azcoiti – IGME. Madrid, España
- Heredia, J., García de Domingo, A., Ruiz, J.M., Ibarra, P. y Rubio, F. (2009b) Caracterización hidrogeológica y modelación numérica de un sistema de flujo con densidad variable: sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Edición: IGME, Madrid. Código: 63833. (4 Tomos).
- Herrera, C., (2001). Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. 223 pp.
- Himrane, H., Camarero, J.J., Gil-Pelegrín, E. (2004). Morphological and ecophysiological variation of the hybrid oak *Quercus subpyrenaica* (Q. faginea x Q. pubescens). *Trees* 18, 566-575.
- Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P. y Anderson, M.P. (1996). Groundwater inflow measurements in wetlands systems. *Water Resources Research*, 32/3: 495–507.
- Hvorslev, M.J., (1951). Time lag and soil permeability in ground- water observations: Vicksburg, Mississippi, U.S. Army Corps of Engineers, pp. 50.
- Ibarra, P. y Rubio, F.M. (2005) Ensayo de tomografía eléctrica en la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). 5ª Asamblea Hispano Lusa de Geodesia y Geofísica, Sevilla.
- Iglesias, M. (1999). Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana, Huelva. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona
- IGME (1994). Mapa Geológico de España (E. 1:50000), Fonz (288). 89p. Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (2007). Mapa Geológico de España (E. 1:50000), Os de Balaguer (327). 113p. Instituto Geológico y Minero de España
- ITGE (1986): *Proyecto de investigación hidrogeológica del sistema 68 en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana (Huesca)*.
- Jacob, C.E., (1950). Flow of ground water Proceedings of the Fourth Hydraulics Conference, Iowa Institute of Hydraulic Research, June 12–15, 1949. In: Rouse, H. (Ed.). *Engineering Hydraulics*, Wiley, New York, pp. 1039.
- Jacobs, T. C. y Gilliam, W. (1985). Riparian Losses of Nitrate from Agricultural Drainage Waters. *Journal of Environmental Quality* Vol. 14 No. 4, p. 472-478.
- Jacob, H., y Sonntag, Ch. (1991). An 8-year record of the seasonal variation of ^2H and ^{18}O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. *Tellus* 43B: 291-300.
- Jaeger, J. L. (1957), *La géochimie*. Col. Que sais-je? Presses Univ. de France. París, 1957, 118 pags.

- Jiménez-Martínez, J. y Custodio, E. (2008). El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circum-mediterránea y en la costa mediterránea española. *Boletín Geológico y Minero. Monográfico Iberoamericano. AIH-IGME-UNESCO*. 21p.
- Jones, F. E. (1991). *Evaporation of water With Emphasis on Applications and Measurements*. Ed. Lewis Publishers, Potomac. ISBN: 0-87371-363-X
- Jordan, T.E., Correll, D.L. y Weller, D.E. (1993). Nutrient interception by a riparian forest receiving inputs from adjacent cropland. *J. Environ. Qual.* 22, 467–473.
- Klimowitz, J. y Torrescusa, S. (1990). Nota sobre la estratigrafía y facies de la sieie triásica en el Alóctono Surpirenaico. En: *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la Zona de Levante* (F. Orti y J.M. Salvany, Eds.), ENRESA-GPPG, Univ. Barcelona:29-33.
- Kohfahl, K., Sprenger, C., Benavente Herrera, J., Meyer, B., Fernández Chacón y Pekdeger, A. (2008). Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: A field study in the Granada Basin (Southern Spain). *Applied Geochemistry* 23 (2008) 846–862
- Kusler, J.A. y Montanari, J.H., (1978), *National Wetland Protection Symposium: U.S. Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services, FWS/OBS-78-97, Proceedings*, 255 p.
- Kusler, J.A., (1983), *Our national wetland heritage-A protection guidebook: Washington, D. C., Environmental Law Institute*, p. 4.
- Kusler, J.A., and Riexinger, Patricia, eds., (1986), *National Wetland Assessment Symposium: Albany, N.Y., Association of State Wetland Managers, Proceedings*, 331 p.
- Lago, M. y Pocoví, A. (1982) Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (provincia de Huesca), *Acta Geológica Hispánica*, 17, 4, 227-233 (7 P.)
- Lambán, L.J. (1998). Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Lapedes, D.N., ed., (1976) *McGraw-Hill dictionary of scientific and technical terms: New York, McGraw-Hill Book Company*, 1634 p.
- Lefranc, E. (1936). Procédé de mesure de la perméabilité les sois dans les nappes aquifères et application au calcul du débit des puits. *Le Génie Civil v.CIX n° 15*, pp 306-308.
- Legchenko, A. y Valla, P. (2002) A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics* 50: 3-19.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A. y Bernard, J. (2002) Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics* 50: 21–46.

- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. y Vouillamoz, J.M. (2004) Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Journal of Ground Water* 42(3): 363–373.
- Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J.F., Sekhar, M., Mohan Kumar, M.S. y Braun, J.J. (2006) Resolution of MRS applied to the characterization of hard rock aquifers. *GroundWater* 44(4): 547–554.
- Legchenko, A. (2007) MRS measurements and inversion in presence of EM noise. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3): 489-508.
- Legchenko, A., Ezersky, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., Chalikakis, K. y Girard, J.F. (2008) Locating water-filled karst caverns and estimating their volume using magnetic resonance soundings. *Geophysics* 73:G51-G61
- León-Llamazares, A. (1991). Caracterización agroclimática de la provincia de Huesca. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (M.A.P.A.), Madrid.
- Ley Cambó de 24 de julio de (1918), de desecación de lagunas, marismas y terrenos pantanosos.
- Ley de Aguas de 13 de junio de (1879) del dominio de las aguas terrestres.
- Libby, W.F. (1953). The potential usefulness of natural tritium. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 39, pp:245-247
- Lissey, A. (1971). Depression-focused transient groundwater flow patterns in Manitoba. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 9: 333-341.
- Llamas, M.R. (1987). Bases científicas para la protección de los humedales en España. Real Academia de Ciencias, Madrid: 1–360.
- Llamas, M.R. (1990). Geohydrology of the eolian sands of the Doñana National Park (Spain). *Catena Supplement*, 18: 145–154.
- Llamas, M.R. (1992). Wetlands: an important issue in hydrogeology. *Selected Papers on Aquifer Overexploitation. International Association of Hydrogeologists*, Heise, Hannover, 3: 69–86.
- Llamas, M.R., Fornés, J.M., Bernués, M., Torán, T., Custodio, E. y Viñals, M.J. (2001). Aguas subterráneas y humedales. Papeles de Proyecto Aguas Subterráneas. Serie C. Aguas Subterráneas y Medio Ambiente. Fundación Marcelino Botín.
- Lloyd, J.W. y Healtcote, J.A. (1985). Natural and inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. An introduction. Ed. Clarendon Press. 296 p. Oxford.
- Loke MH (2000) Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Technical note of Geotomo Software. Available on line at <http://www.geoelectrical.com>.
- Long, A. y Putnam, L. (2004) Linear model describing three components of flow in karst aquifers using ^{18}O data. *Journal of Hydrology* Volume 296, Issues 1–4, 20 August 2004, Pages 254–270

- López-Geta, J. A. Y Fornés Azcoiti, J. M. (Eds.). (2009). La geología e hidrogeología en la investigación de humedales. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas N.º 28. 9-30. Madrid
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., García- Ruiz, J.M. (2006). Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factor or to land-use change?. *Hydrolog. Sci. J.* 51 (6), 1039-1050.
- López-Vicente M. (2007) Erosión y redistribución del suelo en agrosistemas mediterráneos: Modelización predictiva mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central). 212, Tesis Doctoral Univ. Zaragoza-CSIC.
- López-Vicente, M. (2007). Erosión y redistribución del suelo en agroecosistemas mediterráneos; Modelización predictiva mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 212 pp.
- López-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A. y Gaspar, L. (2008) Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *CATENA*, 102(0): 62-73.
- Lubczynsky, M.W. y Roy, J. (2003) Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. *Journal of Hydrology* 283/1-4, 19-40.
- Lubczynsky, M.W. y Roy, J. (2004) Magnetic Resonance Sounding: New Method for Ground Water Assessment. *Ground Water*. Vol. 42, 291-303.
- Lubczynsky, M.W. y Roy, J. (2005) MRS contribution to Hydrogeological system parameterization. *Near Surface Geophysics* 3, 131-139.
- Lubczynski, M.W. y Roy, J. (2007) Use of hydrogeological system parameterization and modeling. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3): 509-530.
- Mace R.E. (1999), Estimation of hydraulic conductivity in large-diameter, hand-dug wells using slug-test methods. *Journal of Hydrology* 219 (1999) 34–45
- Majoube, M. (1971). Fractionnement en oxygène-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Journal of Chemical Physics*, 197: 1423-1436.
- Manzano, M. (2001). Clasificación de los humedales de Doñana atendiendo a su funcionamiento hidrológico. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. Madrid, XXIV: 57–75.
- Manzano, M., Borja, F. y Montes, C. (2002). Metodología de tipificación hidrológica de los humedales españoles con vistas a su valoración funcional y a su gestión: aplicación a los humedales de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, 113(3): 313–330.
- Manzano, M. y Custodio, E. (2008). Las aguas subterráneas en Doñana y su valor ecológico. *Las Aguas Subterráneas*. Revista Asociación Española de Enseñanza de Ciencias de la Tierra. Madrid. 15(3): 305–316
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A. y Dulsky, P. (2009). Timing and structure of the Post Bronze Iberian-Roman Humid

- Period (2.6-1.6 cal yr. BP) based on the Zoñar lake varve record (Andalucía, Southern Spain). *Quaternary Research* 71, 108-120 doi 10.1016/j.yqres.2008.10.004
- Martínez, M., Méndez-Álvarez, S., Ramírez-Moreno, S., González-Toril, E., Amils, R. y Gaju, N. (2007): Spatial Heterogeneity of Bacterial Population in Monomitic Lake Estanya (Huesca, Spain). *Microb. Ecology*. Doi 10.1007/s00248-007-9316-0.
- Martínez-Peña, M.B. y Pocoví A (1988) El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera sur-pirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica* 23, 81-94.
- Martínez-Peña, M.B. (1991) La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza 380 pp.
- Mason, A.S., Hut, G. y Telegades, Kl., (1982). Stratospheric HTO and ⁹⁵Zr residence times. *Tellus* 34: 369-375.
- McCuen, R.H. (1982). A Guide to Hydrologic Analysis using SCS Methods. Prectice-Hall. 110 pp.
- Meads, L.N., Bentley, L.R. y Mendoza, C.A. (2003) Application of electrical resitivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. *Canadian Geotechnical Journal*, 40, 551-558.
- Mejias, M. y Plata, J. (2007) General concepts in Hidrogeology and Geophysics related to MRS. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3): 423-440
- Merlivat, L. (1970). L'Etude quantitative de bilans de lacs á l'aide des concentrations en deuterium et oxygene-18 dans l'eau. En: *Isotope Hydrology 1970*, IAEA Symposium 129, Marzo 1970 Vienna; 89-107.
- Merlivat, L. y Coantic, M., (1975). Study of mass transfer at the air-water interface by an isotopic method. *J. Geophys. Res.* 80: 3455-3464.
- Merlivat, L. y Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium, oxygen-18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, 84, pp: 5029-5033
- Mey, P.H.V., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., Hartevelt, J.J.A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrénées, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, pp. 221-228.
- Meyboom, P. (1966). Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine. *J. Hydrol*, 4: 38-62.
- Meyboom, P. (1967). Groundwater studies in the Assiniboine River drainage basin, Part II: Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan. *Geol. Surv. Can. Spec. Bull.* 139.
- Millán, H. (2000) Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico. Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- MIMAM (1999). Estrategia española para la conservación y el uso sostenible de la diversidad biológica. Dirección General de Conservación de la Naturaleza, Madrid.

- Miracle, M. R., Vicente, E. y Pedrós-Alió, C. (1992). Biological studies of spanish meromictic and stratified karstic lakes. *Limnetica*, 8. 59-77.
- Mitsch, W.J. y Gosselink, J.G. (1993). *Wetlands*. Van Nostrand Reinhold, New York, 722 pp.
- Mitsch, W.J. y Gosselink, J.G. (2000). The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological Economics* 35 (2000) 25–33.
- Modamio, X., Pérez, V., Samarra, F. (1988). Limnología del lago de Montcortés (ciclo 1978-79) (Pallars Lussá, Lleida). *Oecología acuática*, 9, 9-17.
- Montes, C., Oliver, F., Medina, F. y Cobos, J. (1995). Bases ecológicas para la restauración de los humedales en la cuenca mediterránea. Agencia Andaluza del Medio Ambiente. Sevilla: 1–348.
- Montes, C., Borja, F. y Manzano, M. (2008). Inventario y tipificación de los humedales del Manto Eólico Litoral de Doñana. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.
- Mook, W.G.(ed) (2002). Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y Aplicaciones. Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Guías y Nanueales nº 1, Madrid. ISBN: 84-7840-465-1. Título original: Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications IFP-V Technical Documents in Hydrology, nº 39, UNESCO-IAEA 2001.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. y Navas A. (2008). Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International*, (181): 15-31.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P. y Rico, M. (2008). Flood response to rainfall variability Turing the last 2000 years inferred from Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, 40: 943-961.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, O., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. y Corella, J.P. (2010). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26): 2582-2599.
- Muñoz, J.A. (1992) Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: *Thrust Tectonic* (Ed. by K.R. McClay) 235-246.
- National Audubon Society (1993), *Saving wetlands-A citizens guide for action in the Mid-Atlantic region*: Camp Hill, Pa., National Audubon Society, 130 p.
- Nir, A. (1964). On the Interpretation of Tritium “Age” Measurements of Groundwater. *Journal of Geophys. Res.*, 69(12), pp: 2589-2595.
- Ojima, D., Garcia, L., Elgaali, E., Miller, K., Kittel, T.G.F. y Lackett, J., (1999). Potential climate change impacts on water resources in the Great Plains. *Journal of the American Water Resources Association*, 35(6): 1443-1454.

- Olivé, A. y Barnolas, A. (1995). Mapa Geológico Nacional de España escala 1:50.000, Hoja 32-12 (289) Benabarre. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Ordóñez, S., González Martín, J.A., García de Cura, M.A. y Pedley, H.M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, 69 (1-4), 332-350.
- Owen, R.J., Gwavava, O. y Gwaze, P. (2005) Multi-electrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal* 14: 244-252.
- Parrett, Ch., Melcher, N.B., y James, R.W., Jr., (1993), Flood discharges in the upper Mississippi River basin, 1993: U.S. Geological Survey Circular 1120-A, 14 p.
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soils and grass. *Proceedings Royal Soc. Series A*. Vol. 193, pag: 120-145.
- Pérez Bielsa, C y Lambán, L. J. (2008): Primeros resultados sobre el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y su relación con el acuífero de Estopiñán. (Huesca, España). 6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Tomar, Portugal: 77-78.
- Pérez Bielsa, C., Lambán J., Plata J.L, Rubio F.M. y Soto R. (2012). Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT): a case-study of Estaña Lakes (northern Spain). *Hydrogeology Journal*. (2012) 20:1045-1059.
- Peterjohn, W.T. y Correll, D.L., (1984). Nutrient dynamics in an agricultural watershed – Observations on the role of a Riparian forest. *Ecology*, 65(5): 1466-1475.
- Phillips, (1989) Fluvial sediment storage in wetlands. *Journal of the American Water Resources Association*, Volume 25, Issue 4, pages 867–873, August 1989
- Pintor Ruano, C., Losada García, J.A. y Casanovas I Berenguer, R. (2009). Batimetrías de lagos Aragoneses. *Naturaleza Aragonesa* nº22 enero-junio 2009. ISSN: 1138-8013.
- Piper, A.M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Am. Geophys. Union Trans.*, 25, pp: 914-923.
- Plata, J.L. (1999) Técnicas convencionales de Geofísica de superficie aplicadas en hidrogeología. Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología. Granada. 21-32 (in Spanish).
- Plata, J. y Rubio, F.M. (2008) The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: the case of alluvial aquifers. *Journal of Applied Geophysics* 66:128–139.
- Plata, J. y Rubio, F.M. (2010) Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnética, perfiles de resistividad y testificación de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca). (Joint Interpretation of the magnetic resonance sounding, electrical resistivity tomography and borehole logging at the Estaña Lakes (Huesca)). Open File IGME nº 63939.

- Pocoví, A. (1978). Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 218 + 97 p. (resumen en Acta Geológica Hispánica. 13, pp. 73-79).
- Pueyo-Morer, E., Millán, H., Pocoví, A. y Parés, J.M. (1999) Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: Datos magnetotectónicos, Acta Geológica Hispánica, 32 (3-4), 119-138.
- Rapti-Caputo, D., Bratus, A. y Santarato, G. (2009) Strategic groundwater resources in the Tagliamento River basin (northern Italy): hydrogeological investigation integrated with geophysical exploration. Hydrogeology Journal 17: 1393-1409.
- Rein, A., Hoffman, R. y Dietrich, P. (2004) Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. Journal of Hydrology 285: 215–232.
- Riba, O. y Llamas, M.R. (1962). Los terrenos yesíferos triásicos y terciario de las proximidades de Estada (Huesca). I Coloquio Internacional de las obras públicas en terrenos yesíferos. Com. T, V. pp. 1-14, Servicio Geológico de Obras Públicas.
- Richardson, Brandt, ed., (1981), Selected proceedings of the Midwest Conference on Wetland Values and Management: Navarre, Minn., Freshwater Society, 660 p.
- Rico, M., Chicote, A. González, M.E., Montes, C. (1995). Batimetría y análisis morfométrico del lago de Arreo (N. España). Limnética, 1 (11), 55-58.
- Riera, S., López-Sáez, J.A. y Juliá, R. (2006). Lake responses to historical land use changes in northern Spain: The contribution of non-pollen palynomorphs in multiproxy study. Review of Paleobotany and Palynology. Vol. 141. Issues 1-2, Agosto 2006, pp: 127-137.
- Ríos, J.M. (1948). Diapirismo. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España. 60: 155-390.
- Ríos, J.M. y Almeda, A. (1953). Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 328, Artesa de Segre, IGME, Madrid.
- Ríos, J.M. (1963). Materiales salinos del suelo español. Mem. Instituto Geológico y Minero de España 64, 166 pp.
- Roether, W., (1967). Estimating the tritium input to ground water from wine samples: ground-water and direct run-off contribution to central European surface waters. Proc. IAEA Conf. on Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna: 73-90
- Romero-Viana, L. (2007). Paleolimnological study in two karstic lakes: climate signal in varved sediment and phototrophic organisms variability, Universitat de València, Valencia (España), 174 pp.
- Ruiz, J.M., Rubio, F.M., Ibarra, P., García de Domingo, A., Heredia, J. y Araguás, L. (2006) Contribución de la tomografía eléctrica en la caracterización del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga) Las aguas subterráneas en los países mediterráneos. Vol: 1, págs.: 353- 358. Eds. López-Geta, Rubio, Ramos. IGME, Serie: HIDROGEOLOGÍA Y AGUAS SUBTERRÁNEAS Nº 17. ISBN: 84-7840-631-X. Madrid, España

- Salvany, J.M. y Ortí, F. (1987) El Keuper de los Catalánides. Cuadernos de Geología Ibérica, Vol. 11: 215-236. Madrid.
- Salvany, J.M. (1999). Diapirismo triásico antiguo y reciente en el anticlinal de Canelles, Sierras Marginales Catalanas (Zona Surpirenaica Central). Rev. Soc. Geol. España, 12 (2): 149-163.
- Samper, J., Huguet, Ll., Arés, J. y García-Vera, M.A. (1999). Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga y Manual del usuario del Programa. Publicación técnica nº 05/99. Enressa. Madrid. 1-133.
- Sancho Marcén, C. (1988) El Polje de Saganta (Sierras Exteriores pirenaicas, prov. de Huesca). Cuaternario y Geomorfología 2 (1-4), 107-113.
- Sánchez, J. (1975). Características y distribución de los suelos de la isla de Gran Canaria. Tesis Doctoral. Universidad de La Laguna. Tenerife.
- Sánchez, J.L., Fernández, M.V., Fernández, J.T., Tuduri, E., Ramies, C. (2003). Analysis of mesoscale convective systems with intensity. J. Hydrol. 257, 256-270.
- Sandberg, S.K., Slater L.D. y Versteeg, R. (2002) An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. Journal of Hydrology, 267, 227-243.
- Saz Sánchez, M.A., López Martín, F., Cabrera Mollet, M., Cuadrat y Prats, J.M. (ed) (2007). Atlas climático de Aragón. Gobierno de Aragón, Servicio de Información y Educación Ambiental, D.L. 222p.
- Schoch-Fischer, H., Rozanski, K., Jacob, H., Sonntag, C., Jouzel, J., Östlund, G. y Geyh, M.A., (1984). Hydrometeorological factors controlling the time variation of D, 18O and 3H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. In: Isotope Hydrology 1983. Proc. IAEA Conf., Vienna: 3-31.
- Seguret, M. (1975) Etude Tectonique des nappes et series decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédymantaire role de la compression et de la gravité. These Fac. Sc. de Montpellier. Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTELA), Sér. Geol. Struct. nº 2 155 pp
- Senne, K.J., Gash, J.H.C. y McNeil, D.D. (1991). Evaporation from a tropical lake: comparison of the theory with direct measurements. J. Hydrol. 127: 1930-1932.
- Sidle, W.C. (1998). Environmental isotopes for resolution of hydrology problems Environmental Monitoring and Assessment 52: 389-410, 1998. 1998 Kluwer Academic Publisher
- Siegel, D.I., (1988). The recharge-discharge function of wetlands near Juneau, Alaska: Part I. Hydrogeological investigations. Ground Water, 26: 427-434.
- Skinner, D. y Heinson, G. (2004) A comparison of electrical and electromagnetic methods for the detection of hydraulic pathways in a fractured rock aquifer, Clare Valley, South Australia. Hydrogeology Journal 2004, 12: 576-590.

- Sophocleous, M. (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* (2002) 10: 52–67. DOI 10.1007/s10040-001-0170-8
- Sophocleous, M. (2009) Relationships between Groundwater and Surface Water in the Prairie Wetlands of North America. IAH-Spanish Chapter, Zaragoza, Spain, October 2009
- Swanberg, C.A., Walkey, W.C. y Combs, J. (1988) Core hole drilling and the “rain curtain” phenomenon at Newberry volcano, Oregon. *Journal of Geophysical Research*. 93, 10163– 10173.
- Szapiro, S., y Steckel, F. (1967). Physical properties of heavy oxygen water. 2. Vapour pressure. *Transactions Faraday Society*, 63. 883.
- Teixell, A. (1992). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª serie). Hoja nº 327 Os de Balaguer. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (en edición)
- Teixell, A. y García Senz, J. (1994). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja nº (31-12) 288 Fonç. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (en edición)
- Teixell, A. y Barnolas, A. (1995). Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central). *Geogaceta* 18: 34-37.
- Teixell, A., Leyva, F., Caus, E., Granados, L.F., Cabra, P., Barnolas, A. (1996). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (2ª serie-primera edición). Hoja nº 327 Os de Balaguer. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Teixell, A. y Muñoz, J.A. (2000) Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo Meridional durante el Terciario: Una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2).
- Témez, J.R. (1978). Cálculo Hidrometeorológico de Caudales de Avenida en Pequeñas Cuencas Naturales. MOPU. Dirección General de Carreteras. 113 pp.
- Témez, J.R. (1991). Extended and improved rational method. Version of the highways administration of Spain. En: XXIV Congreso Internacional de la IAHR, tomo A: 33-40 pp.
- Thorsell, J., Levy, R.F. y Sigaty, T., (1997). A global overview of wetland and marine protected areas on the World Heritage list. International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (IUCN), Switzerland, 61 p.
- Tiner, R.W., (1989), Wetlands of Rhode Island: Newton Corner, Mass., U.S. Fish and Wildlife Service, National Wetlands Inventory, 71 p., appendix.
- Tóth, J., (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 68: 4795-4812.
- Tóth, J. (1971). Groundwater discharge: a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. *Bulletin International Association of Scientific Hydrology*, 16: 7–24.
- Tóth, J. (1972). Properties and manifestations of regional ground water movement. *Proc. 24th Geological Congress. Montreal, Sect. 11: 153-163.*

- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, Springer-Verlag: 7(1): 1-14.
- Tóth, J. (2009). *Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization*. Cambridge University Press, Cambridge: 1–297
- Trick, Th. (1998). Impacto de las extracciones de agua subterránea en Doñana: aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 1: 277 + anejos.
- Trick, Th. y Custodio, E. (2004). Hydrodynamic characteristics of the western Doñana Region (area of El Abalario), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12: 321–335.
- UPC (1999). Modelo regional de flujo subterráneo del sistema acuífero Almonte–Marismas y su entorno. Grupo de Hidrología Subterránea (UPC, Barcelona). Realizado para el Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid: 114 + anexos. Informe inédito.
- Urey, H.C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*, 1947: 562-581.
- USGS. Richard P. Novitzki, Daniel Smith y Judy D. Fretwell (1993) Restoration, Creation, and Recovery of Wetland Functions, Values, and Assessment. National Water Summary on Wetland Resources. United States Geological Survey Water Supply Paper 2425
- Valero Garcés, B.L., González-Sampériz, P. Navas, A., Machín, J., Mata, P., Delgado-Huertas, A., Bao, R., Moreno, A., Carrión, J.S., Schwalb, A. y González-Barrios, A. (2006). Human impact since medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: The Laguna Zoñar, southern Spain. *Journal of Paleolimnology* 35, 441-465.
- Valero Garcés, B.L., Moreno, A., Navas, A. Mata, P., Machín, J., Delgado Huertas, A., González Sampériz, P., Schwalb, A., Morellón, M. Cheng, H. y Edwards, R.L. (2008). The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) an palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259 (2-3), 136-156.
- Valero Garcés, B.L., Morellón, M., Martín Puertas, C., Moreno, A., Corella, P., González Sampériz, P., Rico, M., Mata, P. y Navas, A. (2009). Una visión paleolimnológica de tres lagos kársticos (Zoñar, Estanya y Taravilla): evolución sedimentaria y paleohidrológica, clima e impacto humano e implicaciones para la gestión y conservación. *Boletín Geológico y Minero*, 120 (3); 479-496.
- Vallejos, A., (1997) Caracterización Hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor (Almería). Tesis doctoral, Universidad de Granada. Departamento Geodinámica. 257.
- Van Shoor, M. (2002) Detection of sinkholes using 2D electrical receptivity imaging. *Journal of applied Geophysics*, 50, 393-399.
- Vandenschrick, G., Wesemael, B. van, Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L, Stiévenard, M. y Souchez, R. (2002). Using stable análisis (δD - $\delta^{18}O$) to

- characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, South east Spain. *Journal of Hydrology* 265 (2002) 43-55.
- Vera, J.A. (2004) (Editor) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid 890 pp. ISBN: 84-7840-546-1.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990) Thrust sequences in the Southern Central Pyrenees. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, 265-271.
- Vicente-Serrano, S.M. , Pons-Fernández, X y Cuadrat-Prats, J.M. (2004). Mapping soil moisture in the central Ebro river valley (northeast Spain) with Landsat and NOAA satellite imagery: A comparison with meteorical data. *Int. J. Remote Sens.* 25, 4325-4350.
- Villa, I and Gracia, M.L. (2004). *Estudio hidrogeológico del Sinclinal de Estopiñán*. (Huesca).38 edición CHIS. Barcelona.
- Virgili, C. (1958) El Triásico de los Catalánides. *Boletín Geológico y Minero* 69, 856 pp.
- Vogt, H.J. (1978). *Ostotopentrennung bei der Verdunstung von Wasser*. Thesis, Institute of Environmental Physics, University of Heidelberg.
- Vouillamoz, J.M., Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J. y Legchenko, A. (2007) Hydrogeological experience in the use of MRS. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3): 531-550.
- Wansard, G., De Deckker, P. y Juliá, R. (1998) Variability in ostracod partition coefficients D(Sr) and D(Mg). Implications for lacustrine palaeoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology* 146 (1998) 39-54.
- Ward, A.D y Elliot, W.J. (1995) *Environmental Hydrology*, CRC Lewis Publishers.
- Wetzel, R.G., (1999) Plants and water in and adjacent to lakes. In: A.J. Baird and R.L. Wilby (eds) *Eco-Hydrology: Plants and Water in Terrestrial and Aquatic Environments*, 269-299, New York: Routledge.
- Winter, T.C., (1976) Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwaters, U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1001, 45 p.
- Winter, T.C., (1981) Uncertainties in estimating the water balance of lakes, *Water Resources Bulletin*, 17: 82-115.24
- Winter, T.C y; Llamas, M.R. (ed.) (1993) Hydrogeology of wetlands. *Journal of Hydrology*, 141(1-4): 1-271.
- Winter, T.C., (1999) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems, *Hydrogeology Journal*, 7: 28-45.
- Winter, T.C. y LaBaugh, J.W., (2003) Hydrologic consideration in defining isolated wetlands, *Wetlands*, 23: 532-540.
- Zhou, W., Beck, B.F. y Adams, A.L. (2002) Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42, 922-928.

-
- Ziagos, J.P. y Blackwell, D.D. (1981) A model for the effect of horizontal fluid flow in a thin aquifer on temperature-depth profiles. *Geotherm. Resour. Counc. Trans.* 5, 221– 223.
- Zimmermann, U., Ehalt, D. y Munnich, K.O. (1967) Soil-water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water. En: *Proceedings of the Symposium on Isotopic Hydrology*, 567-584. Vienna: Inter. AT. Energy Agency.

PUBLICACIONES DERIVADAS DE ESTA TESIS DOCTORAL

1. PUBLICACIONES EN REVISTAS CIENTÍFICAS INTERNACIONALES

Pérez Bielsa C., Lambán J., Plata J.L, Rubio F.M., Soto R. (2012). Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT): a case-study of Estaña Lakes (northern Spain). *Hydrogeology Journal*. (2012) 20:1045-1059.

2. COMUNICACIONES Y/O POSTERS EN CONGRESOS INTERNACIONALES

Pérez Bielsa, C. y Lambán Jiménez, L.J. (2011). "Caracterización hidrogeológica y modelo conceptual preliminar de las Lagunas de Estaña (Huesca, España)." Congreso Ibérico sobre las aguas subterráneas: Desafíos de la gestión para el siglo XXI. Zaragoza. Septiembre 2011.

Pérez Bielsa, C. y Lambán Jiménez, L.J. (2011). "Estaña Lakes and Estopiñán aquifer hydrogeological study advances (Huesca, España)". European Geosciences Union (EGU) General Assembly. Viena, 3-8 abril de 2011.

Pérez Bielsa, C. y Lambán Jiménez, J. (2009). "Estudio hidrogeoquímico e isotópico del entorno de las lagunas de Estaña y el acuífero de Estopiñán (Huesca, España)." VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Santa Rosa, La Pampa (R. Argentina). Agosto 2009.

Pérez Bielsa, C. y Lambán Jiménez, L.J. (2008). "Primeros resultados obtenidos sobre el funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y su relación con el acuífero de Estopiñán (Huesca, España)". 6ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica. Tomar (Portugal). Febrero 2008

3. PUBLICACIONES EN REVISTAS CIENTÍFICAS NACIONALES

Pérez Bielsa C. y Lambán J. (2011). Caracterización hidrogeoquímica e isotópica preliminar de las Lagunas de Estaña (Huesca, España). Cuatro décadas de investigación y formación en Aguas Subterráneas. Libro Homenaje al Profesor Emilio Custodio. Volumen: 1, Segunda parte. Asociación Internacional de Hidrogeólogos, Grupo Español. Zaragoza. ISBN: 978-84-938046-1-9

Pérez, C. y Lambán, L. J., 2009. Primeros resultados obtenidos sobre el funcionamiento hidrogeológico de la Lagunas de Estaña y su relación con el acuífero de Estopiñán (Huesca, España). *Boletín Geológico y Minero*, 120 (3): 443-458 ISSN: 0366-0176

4. COMUNICACIONES Y/O POSTERS EN CONGRESOS NACIONALES

Pérez Bielsa, C. "Estudio del funcionamiento hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y su relación con el acuífero de Estopiñán. (Huesca, España)". III Jornadas de Jóvenes Investigadores en Formación en Ciencias de la Tierra. Madrid, 18-19 Noviembre 2010

- Pérez Bielsa, C, Lambán Jiménez, L.J. y Ramajo Cordero, J. "Estudio hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y el acuífero de Estopiñán (Huesca, España)". Jornada el papel del agua subterránea en el funcionamiento de humedales. Zaragoza, 22-23 Octubre 2009.
- Pérez Bielsa, C y Lambán Jiménez, L.J. "Avances en el estudio hidrogeológico de las Lagunas de Estaña y el acuífero de Estopiñán (Huesca, España)." II Jornadas de Jóvenes Investigadores en Formación en Ciencias de la Tierra. Madrid , 10-13 Noviembre 2009
- Pérez Bielsa, C. "Primeros resultados sobre el estudio hidrogeológico e hidroquímico del Sinclinal de Estopiñán y su relación con las Lagunas de Estaña (Huesca, España)." I Jornadas de Jóvenes Investigadores en Formación en Ciencias de la Tierra. Madrid , 17-21 Noviembre 2008
- Pérez Bielsa, C.; Ramajo Cordero, J. y Lambán Jiménez, L.J. "Marco geológico e hidrogeológico del entorno de las Lagunas de Estaña (Huesca, España)." VII Congreso Geológico de España. GEO-TEMAS Volumen 10, pp:252. Las Palmas de Gran Canaria , 14-18 Julio 2008
- Pérez Bielsa, C.; Gómez López, J.A. y Lambán Jiménez, L.J. "Monitorización de las Lagunas de Estaña y los manantiales principales del acuífero del Sinclinal de Estopiñán (Huesca, España)." IX Simposio de Hidrogeología. Agua Subterránea: Retos en la nueva planificación hidrológica. Elche, 28-30 Enero 2008.
- Pérez Bielsa, C.; Lambán Jiménez, L.J. "Implicaciones de la Directiva Marco del Agua y de la Directiva de Aguas Subterráneas en la protección de las Zonas Húmedas. Aplicación a las Lagunas de Estaña (Huesca)." Jornadas sobre las Aguas Subterráneas en España ante las Directivas Europeas: Retos y Perspectivas. Santiago de Compostela, 7-9 Noviembre de 2007.

Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding and electrical resistivity tomography: a case-study of Estaña Lakes (northern Spain)

Cristina Pérez-Bielsa · Luis J. Lambán ·
Juan L. Plata · Félix M. Rubio · Ruth Soto

Abstract The geophysical characterization of a previously unstudied endorheic karstic system is presented. The studied area, known as the Estaña Lakes, is located in the Pyrenean Marginal Sierras, northern Spain. The Estaña Lakes are a set of natural water ponds on a bedrock of Triassic evaporites, lutites and carbonates. This wetland is included in the Natura 2000 European network of nature protection areas as a “Site of Community Importance”. Two geophysical techniques were used, magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT), to map the subsurface geology and characterize the aquifer layers and the hydraulic links between the aquifers and lakes. The geophysical data were integrated with the surface geology and data from six boreholes. Ten electrical profiles were performed to identify the thickness of the units and lithological changes, whereas the MRS was used to determine the top of the saturated zone. As result, the aquifer in the Estaña Lakes system and surrounding area has been identified as Middle Triassic carbonates, which does not correspond with the regional aquifer in the area (Upper Cretaceous and Eocene). This work shows the power of geophysical methods in poorly understood and tectonically complex areas in addition to the standard aquifer tests to evaluate hydraulic properties.

Keywords Karst · Wetland · Electrical resistivity tomography (ERT) · Magnetic resonance sounding (MRS) · Spain

Introduction

Geophysical methods have important applications in groundwater investigations such as determining the geometry and properties of subsurface materials. Among all geophysical methods used in hydrogeology, magnetic resonance sounding (MRS) has special relevance, as it is the only geophysical method able to detect the presence of free water in the subsoil (Lubczynsky and Roy 2003, 2004, 2005, 2007; Legchenko and Valla 2002; Legchenko et al. 2002, 2004, 2006; Vouillamoz et al. 2007; Chalikakis et al. 2009) and it allows quantification of the porosity, permeability and thickness of the aquifer layers in the first hundred meters below the ground surface (Lubczynsky and Roy 2003; Vouillamoz et al. 2007; Legchenko et al. 2004; Mejias and Plata 2007; Plata and Rubio 2008). Another geophysical method with proven success in defining the geometry (depth, thickness and extension) and lithology of aquifers is electrical resistivity tomography (ERT) (Plata 1999; Andrews et al. 1995; Owen et al. 2005; Rein et al. 2004; Descloitres et al. 2008). In this work, both techniques, MRS and ERT, are combined to study a karstic aquifer and show that their use constitutes a very powerful and low-cost approach to characterizing aquifers (see also Sandberg et al. 2002; Vouillamoz et al. 2007; Descloitres et al. 2008; Rapti-Caputo et al. 2009).

The study area, known as Estaña Lakes, is located in the Southern Pyrenees (north-eastern Spain), (Fig. 1). It is included in the Natura 2000 European network of nature protection areas as a “Site of Community Importance”. Despite its environmental recognition, its hydrogeology and hydrogeologic boundaries have not previously been analysed. The Estaña Lakes are a set of natural water ponds of karstic origin with perennial freshwater. They are located inside a closed basin (surface water does not flow out and eventually does not reach the ocean; it leaves the basin only by infiltration or evaporation), where

Received: 25 January 2011 / Accepted: 8 February 2012

© Springer-Verlag 2012

C. Pérez-Bielsa (✉) · L. J. Lambán · R. Soto
Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza,
C/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain
e-mail: cristinaperezbielsa@gmail.com
Tel.: +34-976555153
Fax: +34-976553358

J. L. Plata · F. M. Rubio
Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Grupo de Geofísica,
C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid), Spain

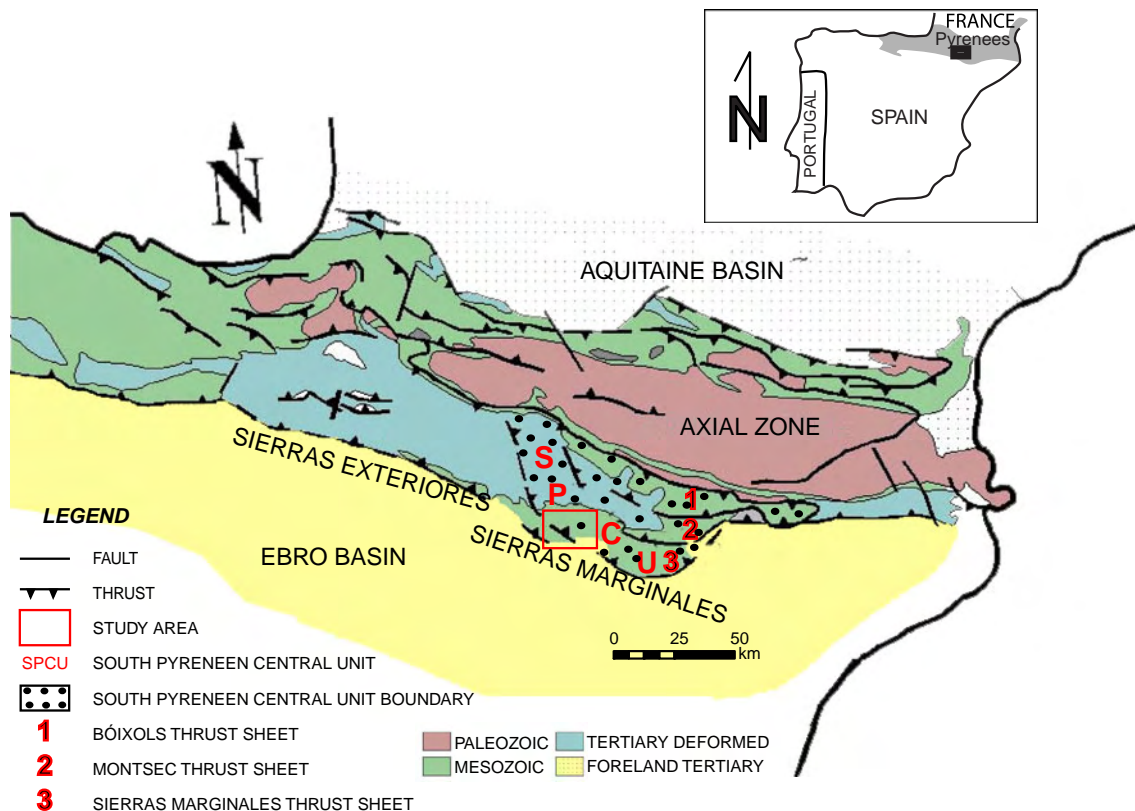


Fig. 1 Geological sketch of the south-central Pyrenees. The study area is located in the South Pyrenean Central Unit (SPCU) to the north of Ebro basin. Modified from Pueyo-Morer et al. (1999)

carbonates and evaporites are dominant, and in a tectonically complex area without subsurface information. The goal of this work is to demonstrate the ability of the MRS and ERT geophysical methods to improve the knowledge of the hydrogeological system in this type of complex setting.

Study area

Geological setting

The Estaña Lakes system is located at the Sierras Marginales, one of the youngest thrust sheets of the Southern Pyrenees in northern Spain (Martínez-Peña and Pocoví 1988). The study area is close to the zone that links the Sierras Exteriores and Sierras Marginales, at the western end of the South Pyrenean Central Unit (SPCU; Segurét 1975; Fig. 1). The NNW–SSE orientation of the principal structures in the study area are oblique with respect to the general WNW–ESE trend of the Pyrenees. The Sierras Marginales are composed of Middle and Upper Triassic, Upper Cretaceous and Palaeogene rocks with a total thickness ranging from 300 to > 2,000 m (Millán 2000). The Mesozoic cover in the study area is dramatically thinned compared to that in the Montsec thrust sheet located immediately to the north (Teixell and Muñoz 2000). This thinning is responsible for the complicated structure of the Sierras Marginales, situated to the south with numerous backthrust, out-of-sequence

thrusts and oblique structures (Millán 2000). The cover materials of the Sierras Marginales overthrust the Tertiary deposits of the Ebro foreland basin, located to the south, on a Middle- and Upper-Triassic detachment (Millán et al. 2000). The initial emplacement of the Sierras Marginales occurred between the early and late Eocene, and a later deformation stage took place during the late Eocene-Oligocene (Vergés and Muñoz 1990; Muñoz 1992).

The main structure of the study area is the Estopiñán syncline, located to the SW of the Estaña Lakes system (Fig. 2). It presents a NNW–SSE orientation with a slight curvature of its axis. It is interpreted as a structure associated with an oblique ramp joining the Sierras Marginales, with a higher displacement towards the foreland, with the Sierras Exteriores (Martínez-Peña and Pocoví 1988). The Estopiñán syncline forms a broad hanging-wall syncline located over the flat part of a basal thrust (Martínez-Peña 1991). It is surrounded by a wide band of Middle- and Upper-Triassic rocks (Fig. 2), forming a broken group of blocks of Middle-Triassic carbonates (Muschelkalk facies) within the Middle- and Upper-Triassic lutites and evaporites (Muschelkalk and Keuper facies) (Martínez-Peña 1991; Millán 2000), where the lakes are located.

Hydrogeology

The Estaña Lakes system is formed by two endorheic main lakes of karstic origin (López-Vicente 2007), with different ecological conditions and water chemistry

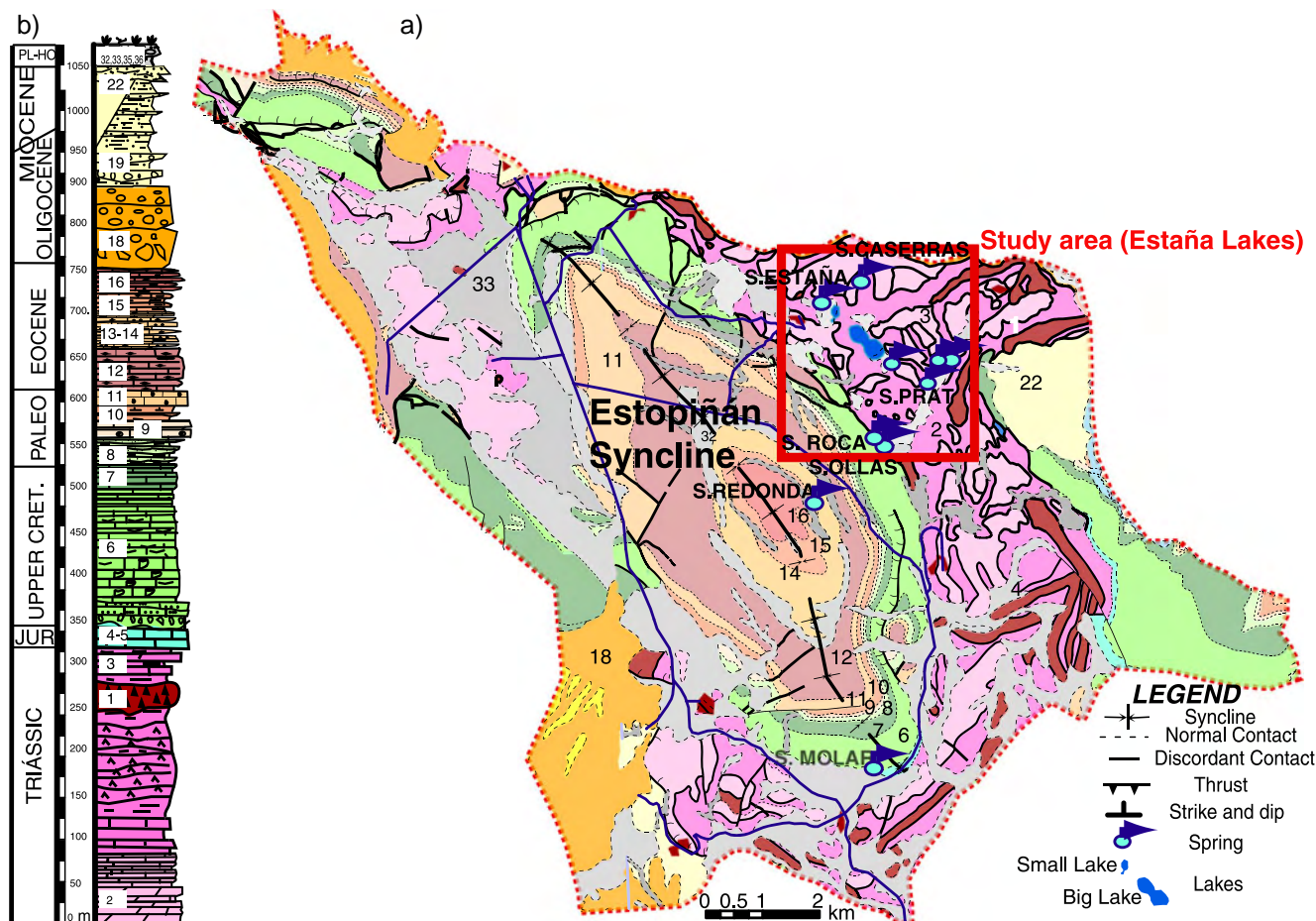


Fig. 2 **a** Regional geological map of the studied area where the Estopiñán syncline and the main springs can be seen. **Red box** marks the local study area where Estaña Lakes are located. **b** Simplified stratigraphical log where units are distinguished. 1 Ofhytes; 2 Limestones and dolomites; 3 Evaporites and lutites; 4 Limestones and dolomites; 6 Sandstones and limestones with rudistes; 7 Micritic limestones with charophytes; 8 Sandstones and clay (Garum acies); 9 Limestones and marls (Garum Facies); 10 Lutites, sandstones, limestone (Garum acies); 11 Microcodium limestones (Garum Facies); 12 Limestones with alveolines; 13–14 Sandstones and bioclastic limestones; 15 Sandy lutites; 16 Lutites, sandstones, limestones; 18 Polygenic conglomerates; 19 Sandstones and clay; 22 Conglomerates, sandstones, clay and carbonated breccia; 32–33–35–36 Alluvial gravel and clay (doline fill)

(Pérez-Bielsa et al. 2008). The smaller one (Fig. 3) has a circular shape with a diameter of about 200 m and a maximum depth of 7 m. The larger one, 250 m to the southeast of the smaller one and aligned with it, forms an uvala (sinkholes coalescence) with a sill on its central part that separates two depressions of about 360 and 325 m in diameter and maximum depths of 12 and 20 m respectively (Ávila et al. 1984). These lakes have been interpreted as collapse dolines (sinkholes) associated with the dissolution of the underlying Triassic carbonates and evaporites (Sancho Marcén 1988; López-Vicente 2007). Up to 15 m of sediments have accumulated in the deepest portion of the lake (Morellón et al. 2008). Historical records have documented the existence of higher lake levels in the past (Riera et al. 2004; Morellón et al. 2007; Riera et al. 2006) and sedimentological studies indicate five different depositional environments, showing abrupt and large hydrological changes during the last 21 thousand years (ka; Morellón et al. 2008).

The main regional aquifer of the area is located in the Estopiñán syncline—Formations (Fms.) 6–7 and 11–16 in

Fig. 2. It constitutes a multilayer aquifer made of two main permeable levels, Upper Cretaceous (Fms. 6 and 7) and Eocene carbonates (Fms. 11–16), that are separated by less-permeable Paleocene rocks from Garum facies (lutites, sandstones and limestones, Fms. 8–10) that constitute an aquitard (IGME 1994, 1995, 2007). This aquifer presents the highest spring discharge rates of the area through the Redonda, Ollas and Molar springs with fluctuating flow rates of 5–400, 10–50 and 10–30 L/s respectively (Fig. 2).

The Upper Cretaceous level consists of a carbonate series 200 m thick. At the bottom there are bioclastic limestones with sandy-to-conglomeratic limestone layers that grade into bioclastic limestones with frequent reef levels of rudists and micritic limestones with few fauna towards the top (IGME 2007). This aquifer is characterized by fracturing, karstification and dual porosity, and it presents a highly variable transmissivity (between 70 and 13,600 m²/day), depending on different degrees of karstification (DGA-DPH 1985; ITGE 1986; DGOH 2002).

The Eocene rocks have a maximum thickness of about 790 m on the north eastern flank of the Estopiñán syncline. They consist of bioclastic limestones, occasionally very karstified. These carbonates form small local aquifers with discharge points such as the Redonda karstic spring and its associated overflow. Associated discharges occur very fast in response to precipitation with subsequent very quick depletions (Confederación Hidrográfica del Ebro, unpublished document, 2002). This behaviour is consistent with karstic aquifers *sensu stricto* with a fast drainage through a very hierarchical network with preferential conduits and low effective porosity in the rock mass (Bayó et al. 1986).

The aquifer that has been identified in the Estaña Lakes system and surrounding area corresponds to the Middle Triassic carbonates known as the Muschelkalk facies. They are described as limestones and dolomites 60–80 m thick (IGME 1994, 1995, 2007) divided into two sections. The lower part is a highly dolomitized grey limestone with massive-to-tabular appearance, sometimes with carginules and intensely karstified (“Gray Limestone” of Calvet et al. 2004). The upper section is made up of dark or grey well-stratified micritic limestone to fine-grained dolomite, with finely laminated layers and occasional remains of bivalves. All the strata are affected by a very penetrative fracture system orthogonal to the bedding that shows evidence of water circulation (karstification fillings and red patina). These Middle-Triassic carbonated rocks are highly deformed and appear in isolated blocks of about 100 m² in surface area. The contact with the Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays is usually a fault.

The Middle- and Upper-Triassic lutites and evaporites (Middle-Muschelkalk and Keuper facies) have been identified as the aquitard of the Estaña Lakes system. The high similarity between the Middle- and Upper-Triassic lutites and evaporites has led to confusion as to which is which (Salvany and Ortí 1987), causing stratigraphic and tectonic interpretation errors (Virgili 1958). The Middle Muschelkalk is dominated by red clays and laminated to nodulated gypsum, with a total thickness of more than 100 m. The presence of sandstone layers is distinctive. Keuper facies, with a thickness up to 250 m, are mostly gypsum and clays, interbedded with some marls and carbonates (IGME 2007). A lower and upper member can be distinguished. The lower member is made of marls or carbonated clays with limestone intercalations, mud cracks and white gypsum that correspond to the Yesos de Canelles formation of Salvany and Bastida (2004). The upper section consists of red clay and gypsum of massive and messy appearance corresponding to the “Yesos del Boix” formation of Salvany and Bastida (2004). Within the Keuper are a large number of massive dark disconnected ophitic bodies (alkaline volcanic rocks) without an apparent structure or in some cases with a pillow structure, probably located on top of the Keuper facies (Lago and Pocoví 1982). The existence of several points of steady discharge associated with the contact between the Middle-Triassic carbonates and Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays—for example, the

Prat, Estaña and Caserres springs (Fig. 3)—suggests that the Triassic carbonates are water saturated, working as a local aquifer discharging into the lakes (Pérez-Bielsa et al. 2008). All groundwater and lake water samples analyzed have a calcium sulphate composition, which is consistent with this hypothesis. Thus, the geophysical characterization of this lake system was designed to check the hypothesis.

Methodology

To characterize the Estaña Lakes system and to understand the groundwater flow behaviour, it is necessary to define the subsurface geology, especially the continuity of the aquifer units at depth. This objective was achieved using two geophysical methods, MRS and ERT, along with the construction of a piezometer network.

Magnetic resonance sounding (MRS)

The MRS method was developed for prospecting for groundwater during the last decade (Legchenko and Valla 2002; Roy and Lubczynski 2003). Tutorial papers about this new technique can be found in Plata and Rubio 2007 (general concepts); Bernard 2007 (instruments and field work); Yaramanci and Hertrich 2007 (data inversion); Legchenko 2007 (influence of noise); Lubczynski and Roy 2007 (review of the hydrogeologic parameters that can be obtained from MRS) and Vouillamoz et al. 2007 (experience in MRS use in hydrogeology).

Magnetic resonance sounding (MRS) is the only geophysical method that detects from the surface the presence of free water in the subsoil. When hydrogen protons are excited within an electromagnetic field, with a frequency equal to the precession (or Larmor) frequency of the magnetic moments of the protons ($f_L = \gamma$ gyromagnetic ratio of hydrogen protons \times intensity of the geomagnetic field), they absorb this energy. When excitation stops, the protons release this energy as an electromagnetic field of the same frequency, with amplitude that decays exponentially. The voltage $E(t)$ induced by this secondary electromagnetic field in a coil on the surface is called the water-resonance signal, whose maximum initial E_0 depends on the amount of water, and whose relaxation or decay time (longitudinal T_1^* and transversal T_2^*) is related to the pore size of the formation and its permeability.

To perform the field measurement, a loop of electrical wire (or antenna) is laid on the ground and an alternating current of frequency f_L and intensity I is sent for a time τ , to determine the pulse moment $q = I \tau$ in A·ms of the excitation field. When the current is shut off, the same antenna is used to measure the water signal $E(t)$ in nV, which is typically contaminated by noise. To cancel the random noise and improvement in the signal/noise ratio, each excitation pulse is repeated a number of times for signal stacking purposes. Ambient noise is also measured before introducing the current to the circuit.

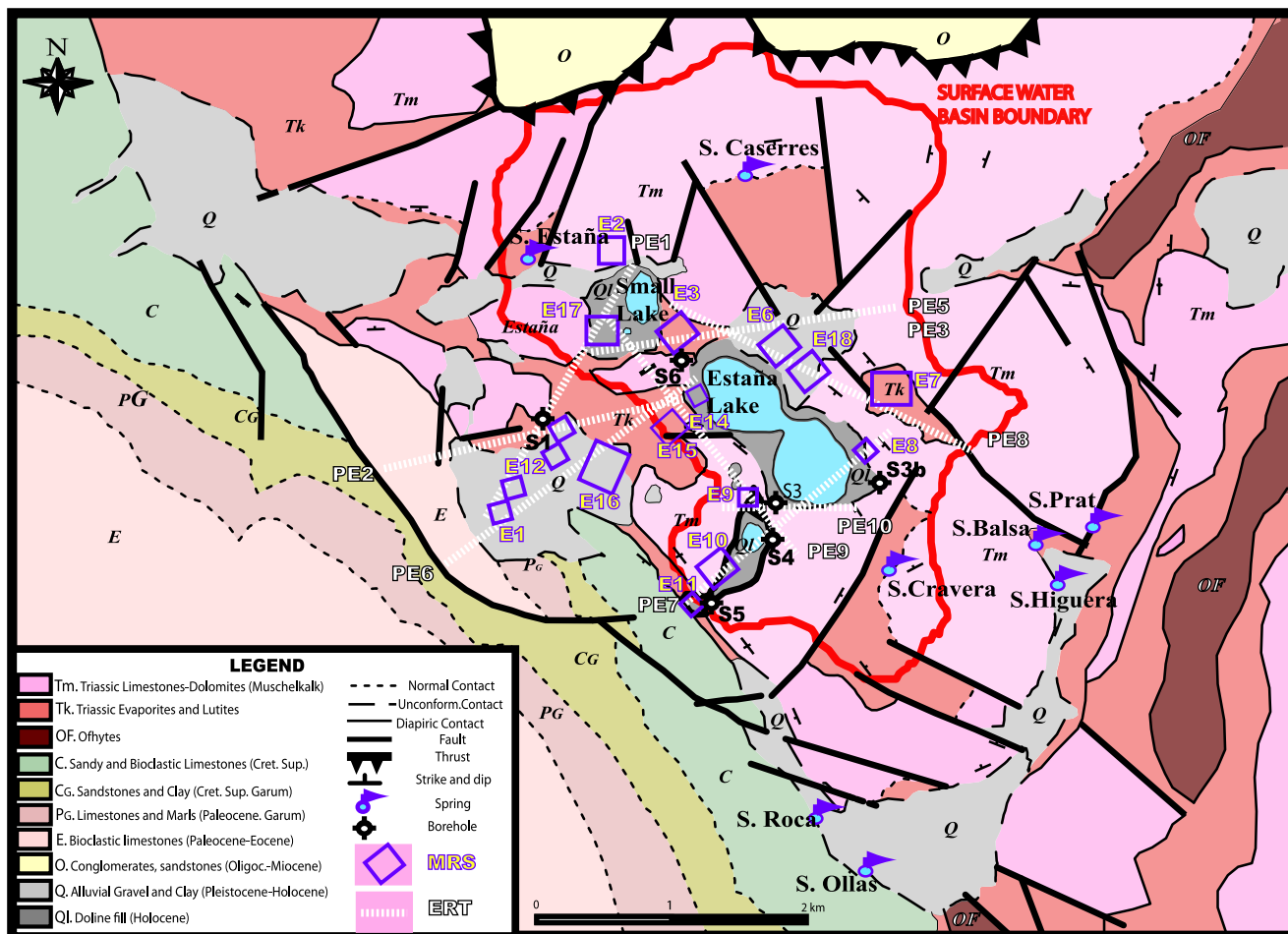


Fig. 3 Detailed geological map of the surroundings of Estaña Lakes (modified from Pérez-Bielsa et al. 2008). MRS, ERT and boreholes distribution are shown. The figure also presents the most important discharges of the area

The depth of investigation is increased by increasing the value of q , with a maximum depending on the antenna dimensions (no more than 100–150 m). A sounding consists of several measurements for increasing values of q , to establish the functions $E_0(q)$, $T_2^*(q)$ and/or $T_1^*(q)$. Sixteen excitation pulses have been used in this survey. The measured resonance signal is estimated to come from the existing water inside a cylindrical volume with a base 1.5 times the diameter of the antenna used and maximum depth equal to this diameter.

The quality of the results depends on geographical and geological factors (amplitude and inclination of Earth's magnetic field, magnetic susceptibility and electrical conductivity of rocks), and environmental factors (natural and artificial electromagnetic noise). The inversion of field data allows quantification of the distribution of the porosity or free water content and of the decay time parameter with depth.

Previous use of the MRS method for hydrogeologic studies in the same hydrographic basin can be found in CHE-IGME (2004) where the project, promoted by the Ebro Hydrographic Confederation (CHE), was designed to establish the hydrodynamic parameters of several aquifers for groundwater management purposes using

MRS as a possible alternative to observation piezometers and pumping tests.

In this survey, NUMIS Plus equipment from Iris Instruments was used. Observations were recorded at 18 MRS stations (summer 2008 and 2009) around the lakes and connecting the lake area with the Cretaceous rocks outcropping close to the lakes (Fig. 3). Different antenna sizes were used, from 50 to 150 m of side length, according to the limitations of the terrain. Excellent signal/noise conditions have been achieved, and the data inversion was conducted with the software SAMOVAR v6.2 from Iris.

Electrical resistivity tomography (ERT)

The ERT method is used to determine the electrical resistivity distribution of the subsurface. Resistivity of the rocks is linked to several parameters including mineral content, porosity, water content, electrical conductivity of water and temperature (Telford et al. 1990; Rein et al. 2004). If their respective electrical resistivities are different, the ERT method provides useful results on the geometry of bedrock and aquifers (Descloitres et al. 2008). In an ERT survey, the measurements are taken

along profiles by introducing direct current in the ground through two electrodes called current electrodes, and measuring the potential difference between another pair of electrodes (called potential electrodes). Electrodes are lined up on the ground surface at equal spacing. Several configurations for the current and potential electrodes can be used, each of which has specific advantages and disadvantages according to the geological structures, noise in the area and investigation depth. After inversion of the field data, the method provides a two-dimensional (2D) resistivity model of a section of the underground.

In this survey, a Lund ABEM system was used. Field data processing was performed with RES2DINVv.3.46b software (MH Loke 1999). The parameters used in the inversion were the same for all the profiles, and topography was taken to normalize profile elevations to the actual ground surface. Points with a standard deviation greater than 5% were eliminated. A robust algorithm was chosen for inversion, because it provides more net changes in resistivity between different parts of the section. However care must be taken when studying the final sections, because the geometry and boundaries of the structures are not always clearly identified and may be influenced by changes in resistivity due to rocks outside the plane of the section. The interpreted sections must be understood as an indication of the approximate location of the lithological boundaries, and not as its true geometry.

Ten profiles of about 1,200 m in length were measured at Estaña, using a spacing of 15 m between electrodes. Two kinds of measurement configurations have been used: a Wenner array, that has the highest signal-to-noise ratio and is more sensitive to the vertical variations of resistivity (Loke 2000), and a Schlumberger array, which is better for defining both vertical and horizontal changes in resistivity and to get information down to a maximum depth of 150 m. Some profiles are placed around the lakes and others connect the lakes with the Estopiñan Syncline (Fig. 3), with the limitations posed by the vegetation and topography of the site.

Electrical tomography has been used worldwide for similar studies as the one described here (Skinner and Heinson 2004; Ball et al. 2010), as well as studies detecting sinkholes and cavities filled with water in South Africa (Van Shoor 2002), research on landfills geometry (Meads et al. 2003; Chambers et al. 2006), and karst risk mapping (Zhou et al. 2002). Another case of application of electrical tomography can be found at Ruiz et al. (2006) and Heredia et al. (2007, 2009) to characterize the endorheic Fuente de Piedra basin (Málaga, Spain), where this methodology was applied also for the detection of deep brines (Ibarra and Rubio 2005).

Boreholes: drilling and geophysical logging

For this study, six boreholes were drilled around the lakes (S1, S3, S3b, S4, S5 and S6; Fig. 3), due to the absence of existing wells or piezometers in the area. These boreholes provide direct data on the subsurface geology at particular points and their logs are fundamental to the analysis and

interpretation of geophysical data, allowing comparison of real materials with indirectly measured parameters. This allowed for extrapolation of this correspondence to the entire study area. Moreover, these boreholes allow direct access to groundwater near the lakes to study the head distribution in the area, estimate the hydraulic continuity between the materials and to carry out chemical and isotopic studies of the groundwater.

The boreholes were drilled during August and October 2009, obtaining continuous samples from the core barrels, with depths between 15 and 140 m and core diameters between 90 and 50 mm, depending on the depth achieved. All boreholes were started in the Middle-Triassic carbonates and continued until the water level of the aquifer and/or levels of Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays were reached. All six boreholes were cased with PVC with slotted screen along the entire thickness of the Middle-Triassic carbonate materials (potential aquifer) and a solid riser pipe was installed along the rest of the column of gypsum and clay to the ground surface. Geophysical logging was carried out in November 2009 in five of the drilled boreholes to obtain information about the formations resistivity and water quality. The RG Micrologger II (SN 4082) instrument was used to log the parameters described in the following.

Natural gamma log

The natural gamma log works on the concept that three naturally occurring radioisotopes have decay chains and modes involving the emission of gamma rays, specifically ^{40}K ; ^{238}U and its daughter products; plus ^{232}Th and its daughter products (Helm-Clark et al. 2004). A natural gamma log records total decay events across the gamma energy spectrum in counts per second (cps) units. This study's survey used a GTC SN 1479 probe. The absolute value in cps of the record depends on the probe type (volume of the detector), record speed and borehole diameter, indicating higher or lower clay content in a qualitative sense.

Resistivity log

Resistivity is the inverse of conductivity. Most rocks are resistant to electric currents, but water is conductive compared to most Earth materials because of the dissolved electrolytes. When water is present in a rock, it will dominate the resistivity measurement (Helm-Clark et al. 2004). Thus, resistivity in porous rocks can be treated as a function of water-filled porosity (Schlumberger Wireline and Testing 1989). The resistivity of the formation was measured by an induction probe SN 2052 that provides the resistivity value corrected at 25°C. Used in conjunction with natural gamma radiation, it allows the identification of carbonate materials with different water contents.

Water electrical conductivity and temperature logs

Temperature logging in boreholes provides a wide variety of information, including effects of aquifer flow on

subsurface temperatures (Ziagos and Blackwell 1981; Swanberg et al. 1988; Bartolino and Niswonger 1999). The water electrical conductivity is linked to the minerals and salts dissolved in the water. In this case the record was made with a GCT SN 1479 probe.

Results

MRS

In geologic environments like the one at this survey, MRS data may be distorted by two possible sources of error: (1) the existence of naturally occurring magnetic anomalies due to the presence of basic rocks inside the Middle- and Upper-Triassic evaporite and clay unit, which can give rise to a Larmor frequency offset, and (2) the dimensions and position of the target in relation to the antenna size if the water is confined in caves or in small volumes of rock, which prevents the use of a one-dimensional (1D) model for the data inversion. A geomagnetic survey was made on the study area, and it was verified (Plata and Rubio 2011) that only the southern depression, near Ollas spring (Fig. 3), can be affected by the magnetic anomalies of ophiolites outcropping near to this location. The second condition (size and position of the water bodies) cannot be known a priori, because the geological structure inside the volume investigated by each MRS was not available at the time when the MRS survey was made. Before performing the inversion of the MRS data using a 1D model of the subsurface, the geometry of the water-bearing rocks was verified using the information provided by the resistivity sections.

A first qualitative interpretation (Plata and Rubio 2009) of the data was made based on the information provided by the field curves $E(t)$ (Fig. 4). The interpretation of these field curves indicates that water exists at all sites except at MRS E11 and E1 (no exponential decay of the MRS signal), which are located in the southwesternmost part of the study area, close to the Estopiñán syncline (Fig. 3). These results indicate that within the first 75 m, which is the depth reached by the MRS measured at E1 and E11 sites, no hydraulic connection seems to exist between the Upper Cretaceous and Eocene aquifers from the Estopiñán syncline (i.e. the main regional aquifer of the area) and the local aquifer feeding the Estaña Lakes system. The quantitative interpretation to obtain the porosity distribution with depth was made using the sounding curves $E_0(q)$ assuming no data distortion, and one example is given in Fig. 5.

A few suggestions present themselves about the type of the water-bearing rocks. At first, the presence of water and the permeability in the dolomites and limestones from the Middle-Triassic depends on the secondary porosity or degree of fracturing. Since the only water detected by MRS is free water (the water in clay has a very short time decay of its MRS signal and is not normally detected because of instrumental limitations), its presence in Middle- and Upper-Triassic evaporites could only be justified if there is a karst condition inside the gypsum

(caves and conduits). Detection of water at almost all the measured sites does not favour the gypsum karst hypothesis, because if the water content was in the cavities, it would not have been detected in all the MRS but rather with a more local distribution. To detect a structure of small dimensions requires a higher density of measurement (Legchenko et al. 2008). The relaxation time of the water signal is a parameter related to the permeability; the value for T_2^* found in this survey is in the range of 350–600 ms (except at sites E4 and E5), which are typical values for fractured rocks but still within the range of rock containing caves and conduits. For the sites where T_1^* could be determined (Plata and Rubio 2011; sites E10 and E12), its value is 600–700 ms, which is normal for highly fractured rocks; more than 1,000 ms is expected for the presence of pooled water in caves. From these data it can be deduced that groundwater is present only in carbonates, and its detection on MRS measured over Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays outcroppings has to be due to the presence of Middle-Triassic carbonate rocks beneath the evaporites at a depth smaller than the antenna dimensions.

The signals $E(t)$ cannot be compared directly because of the different antenna size used at each measurement site; for this reason the shape of the sounding curve $E_0(q)$ (Fig. 5) and its geographical distribution was used as a standard for a preliminary qualitative interpretation of the MRS. This analysis shows that the aquifer is very heterogeneous: the amount of water varies significantly from site to site. The aquifer is rather shallow (at all sites, its top was recorded between the sixth and tenth excitation pulse), but the depth increases as distance from the lakes gets greater. The bottom of the aquifer was also reached, though the evidence depends on the antenna size; there is a group of MRS (E7, E15, E3 and E9), mainly recorded over Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays (Fig. 3), with sounding curves corresponding to the type of deep aquifers.

Water levels provided by inversion of MRS data were compared to the real values measured in the boreholes. The MRS derived water level varies from 7 to 31 m, matching the measured water table observed in piezometers when the antenna is close enough to the borehole and the 1D earth model is feasible for MRS inversion.

ERT

The inversion of the electrical measurements provided the distribution of the resistivity along the profiles, from the surface down to a depth of about 150 m. The results obtained using both the Wenner and Schlumberger arrays are approximately the same, except for some details on two sections. This implies that the general layer disposition is horizontal, with limited lateral contacts in only a few places. To properly interpret these sections, it is necessary to assign a value of the resistivity to each of the different lithologies. This was achieved using two methods (Plata and Rubio 2010): (1) comparing the resistivity provided by the geophysical logging at the boreholes with

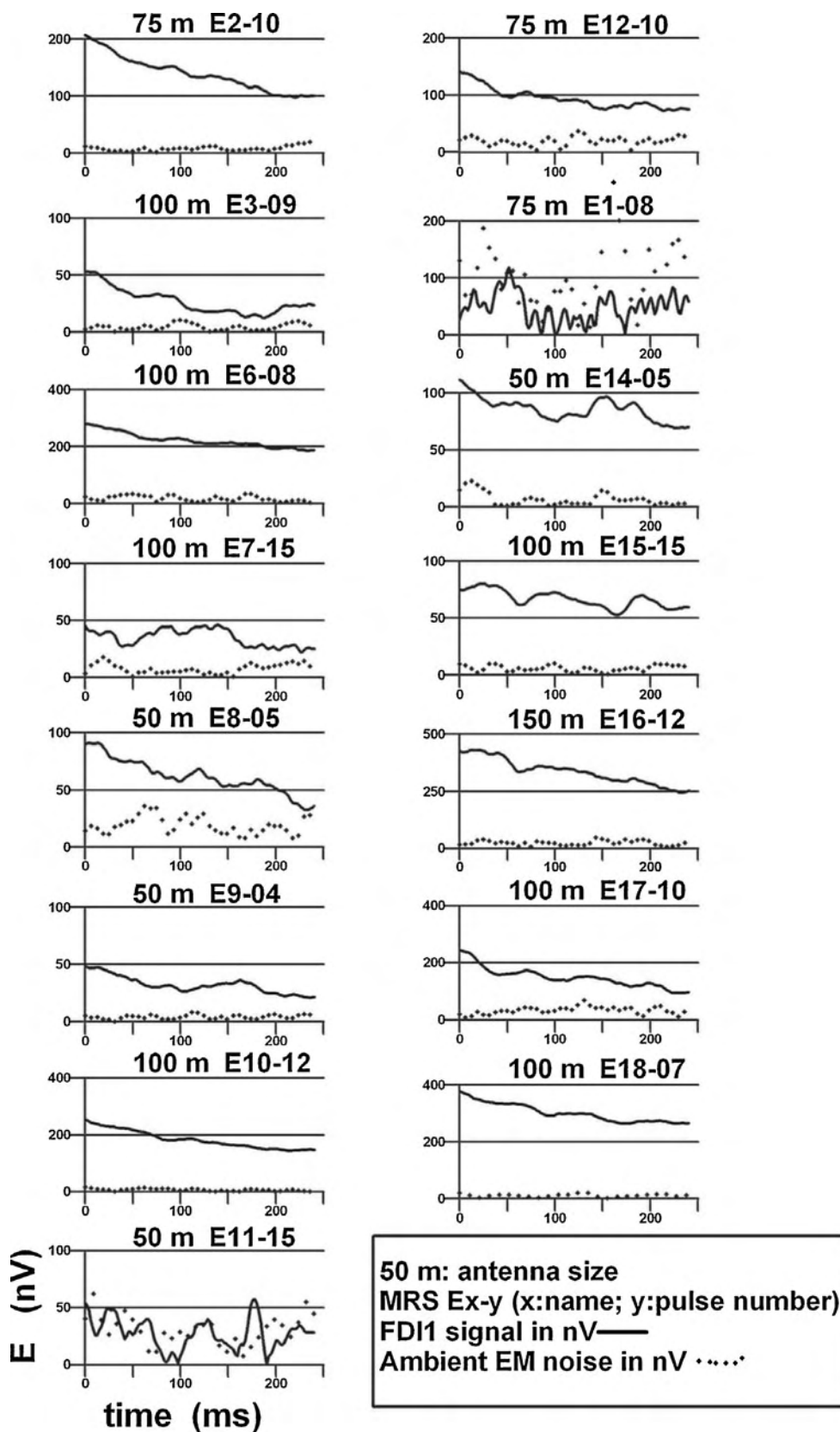


Fig. 4 Example of water resonance signal $E(t)$ curves recorded at each MRS emplacement, against time, showing the exponential decay that allows the verification of the water existence at all sites, except at *MRS E1* and *E11*, measured close to the Estopiñán syncline. The antenna size is an indication of the investigation depth attained by each MRS. *FID1* is the resonance signal in nV vs. time in ms

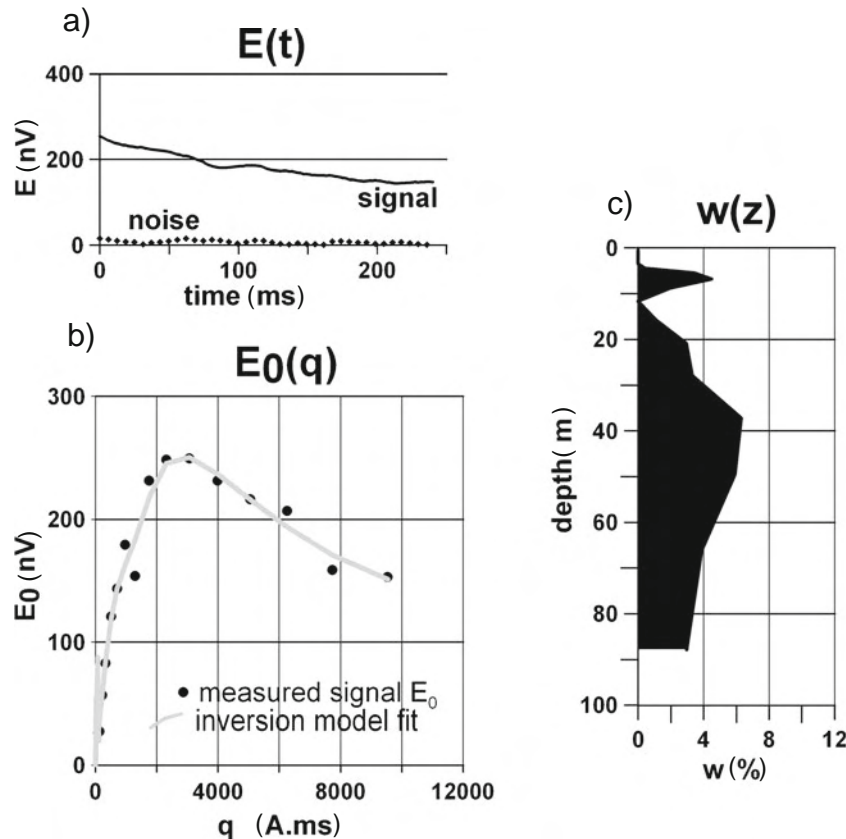


Fig. 5 Example of MRS quantitative interpretation. This presentation corresponds to position E10, measured over Quaternary materials overlying Middle-Triassic carbonated rocks, with an antenna of 100 m of side length. **a** $E(t)$ values are the measured values of the water resonance signal E in nV vs. time in ms; the curve shown corresponds to an excitation moment q of 6,980 A.ms. **b** The $E_0(q)$ curve shows the values of the maximum amplitude E_0 in nV for each $E(t)$ curve vs. the 16 excitation moments q in A.ms applied in this MRS; the theoretical curve corresponding to the inversion model is also shown. **c** $w(z)$ is the water distribution with depth deduced from the inversion of the $E_0(q)$ curve

the rock cores, and (2) comparing the values of the resistivity of the first row of inversion cells (values every 15 m and height increasing with depth) from all the sections with the outcropping rocks. As an example, response curves for the values deduced from resistivity logging in borehole S4, and from the ERT profile PE9 are shown in Fig. 6. Cretaceous rocks have values higher than 300 ohm.m; Middle-Triassic carbonates are characterized by more than 100 ohm.m when they are dry and values in the range 50–80 ohm.m when water saturated; Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays have values of 10–40 ohm.m; and Quaternary materials have values less than 30 ohm.m, though due to the Quaternary layer's limited thickness, this value is not well estimated by the first cell of the resistivity model.

The interpretation of the resistivity sections for all the ERT profiles has been drawn with the help of the correlation between the resistivity and the lithology along with the borehole data, and taking into account the continuity of the resistivity values at the crossing of the profiles. The sections with a SW–NE direction, joining the Estopiñán syncline with the lakes area to the north (PE1, PE2 and PE6; Fig. 3), show that the contact between the Cretaceous and Triassic rocks is nearly vertical down to at least 150 m depth; profiles PE2 and PE6 (PE6 is shown in

Fig. 7) start at the Palaeocene limestone overlying the Cretaceous rocks. Outcropping Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays are thin and Middle-Triassic carbonates are found beneath with a variable thickness of up to 50 m; Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays, with an apparent thickness of more than 200 m, are located under the Middle-Triassic carbonates. South of PE7 (Fig. 3), a thin layer of evaporites and clays crops out between the Cretaceous and Middle-Triassic carbonates, which is not well imaged in section PE7 (Fig. 7). Thus, this section shows a higher thickness of Middle-Triassic carbonates with higher resistivity (less fractured) than at the north. Overall, a very complicated structure is interpreted with the presence of Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays layers interbedded with carbonates.

The transverse profiles PE5, PE8, PE10 and PE9 (Fig. 3) show (PE9, Fig. 7) that Middle-Triassic carbonates are thicker in the east of the study area and have a vertical contact with the Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays, which is the main unit in the west, overlain by the limestone layer. The resistivity of Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays show zones with values lower than 10 ohm.m, the meaning of which is not yet clear.

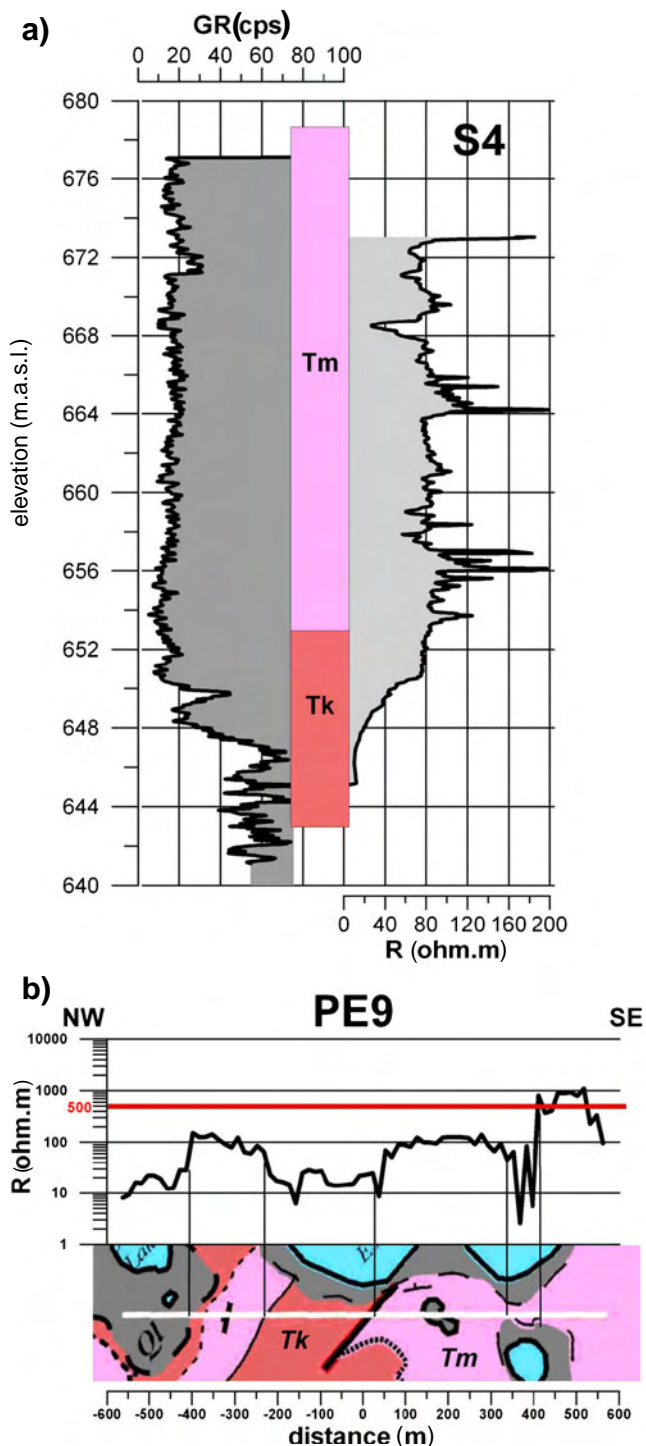


Fig. 6 Example of the determination of the relationship between lithology and resistivity: **a** from the geophysical logging of borehole S4; GR gamma ray in cps. R resistivity in ohm.m, Tk Middle- and Upper-Triassic lutites and evaporates, Tm Mid Triassic carbonates; **b** from the resistivity (R in ohm.m) of the first meters of depth derived from the ERT data inversion of profile PE9, with lithology and geological position also shown (see also Figs. 3 and 7)

Boreholes

Borehole stratigraphic columns and piezometric levels are shown in Fig. 8. Borehole S5, located near the Cretaceous-Triassic contact, is the only one in which the

piezometric level was not reached by drilling. At S5, the total depth is 33 m and recovered materials correspond to Middle-Triassic carbonate facies with thin lamina and vertical bedding. Surrounding Estaña Lake are boreholes S6, S4, S3 and S3b, with depths of 40, 35.5, 15 and 49.2 m, respectively. In the first three, drilling started in Middle-Triassic carbonate rocks, then progressed to underlying Triassic evaporitic-clay materials at 34.2, 30.2 and 6.48 m, while in borehole S3b carbonates were recovered throughout its depth. Piezometric-level depths, measured once they stabilized (January 2010), were 14.29 m at S6, 5.12 m at S4, 4.05 m at S3 and 6.95 m at S3b, corresponding to the approximated elevations of 674 meters above sea level (m.a.s.l.) at S6, 673.5 m.a.s.l. at S4, 673.5 m.a.s.l. at S3 and 673.4 m.a.s.l. at S3b, when lake level was 673.5 m.a.s.l. (Fig. 8). These data allow two possible groundwater flow lines; one from S6 crossing the Big Lake to S3b, and the other from S4 to the same Lake. On the other hand, in S1, with a total depth of 144 m, evaporitic-clay facies were reached at 43.6 m, with a significant development of nodular gypsum and a piezometric level of 22.18 m (corresponding to 649 m.a.s.l.). In Fig. 8, restored levels (m.a.s.l.) are shown, where it can be seen that the piezometric level in S1 is about 25 m below the rest of the boreholes and also below the lake level.

Discussion

Resistivity sections and boreholes have provided information about the distribution of the lithological units along the area covered by the profiles. Magnetic resonance soundings (MRSs) have allowed an assessment of the existence of groundwater. Integrating the results of both geophysical methods allowed water-bearing rocks to be determined, and allowed interpretation of the aquifer geometry. A classification of the resistivity based on hydrogeological criteria was made, identifying four types of materials: (1) very low permeability evaporitic-clay unit in the range 10 to <40 ohm.m; (2) aquifer in highly fractured Middle-Triassic carbonates in the range 40 to <80 ohm.m; (3) possible aquifer in fissured Middle-Triassic carbonates in the range 80–200 ohm.m, and (4) dry rocks from the Middle-Triassic carbonates and Cretaceous with more than 200 ohm.m. This permits hydrogeological assignment of the resistivity cross-sections like the ones presented in Fig. 7. By interpolation of the data across the whole area, maps of the resistivity distribution at several depths were drawn, which allows explanation of the geometry of the geological structure and its variation with depth. The apparent lack of connection of the permeable rocks (Muschelkalk carbonate facies) observed in the cross-sections presents a clear continuity when it is analyzed in the context of the resistivity maps at different depths (Fig. 9). At 20 m depth, the basement of the lakes is composed of Middle- and Upper-Triassic evaporites and clays except in the southern part of the Estaña Lake. The southern border of the area, in contact with the Estopiñán

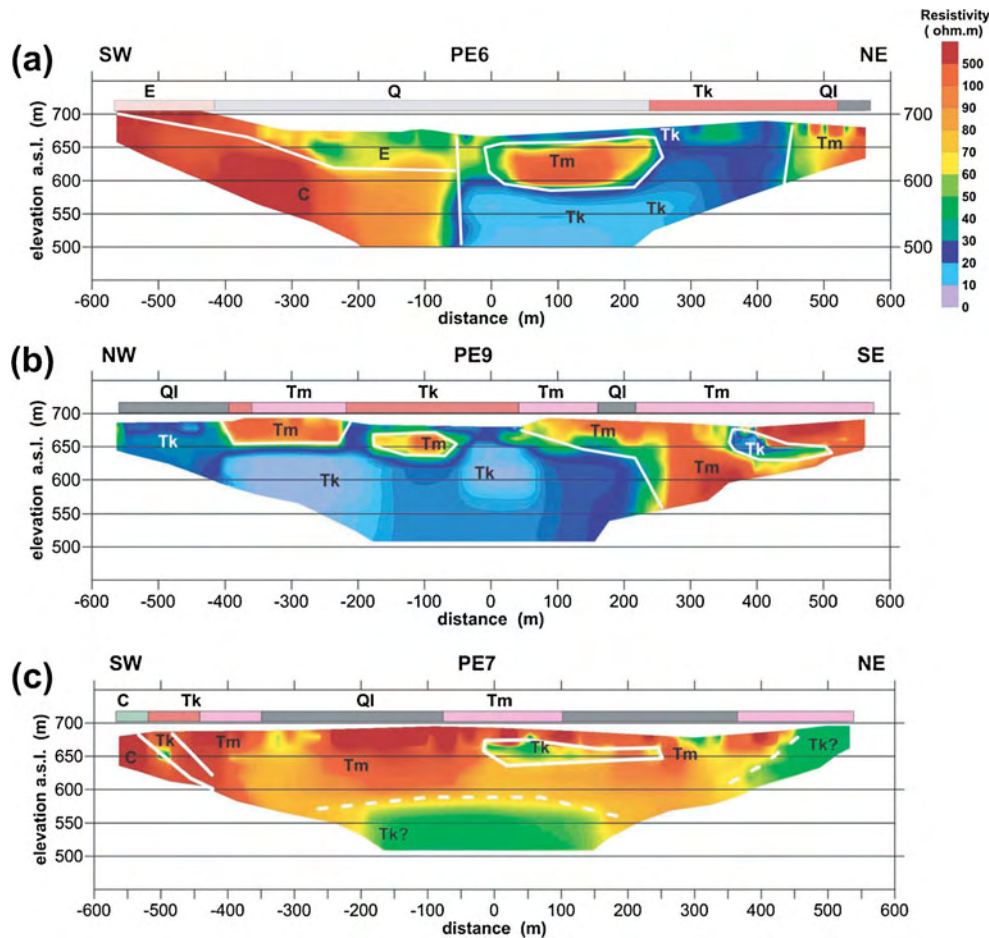


Fig. 7 Examples of the interpretation of the resistivity sections with the help of the correlation found between resistivity and the lithology. **a** section PE6 going from the Estopiñán syncline in the south to the middle of the big lake in the north. **b** section PE9 parallel to the lakes. **c** section PE7 going from the Estopiñán syncline to south of the big lake in the north. On top of the sections the outcropping geology is indicated. *Q* Gravel and clay (Pleistocene-Holocene); *Ql* Doline fill (Holocene); *E* limestone (Paleocene-Eocene); *C* sandy limestone (Upper Cretaceous); *Tk* Evaporites and lutites (Triassic); *Tm* Limestone-dolomites (Triassic). (See more details on the situation and geological legend in Fig. 3)

syncline, is occupied by very low permeability carbonate rocks with a wedge-shaped zone of higher permeability in the centre that becomes wider with increasing depth so that at 30 m the entire contact shows a degree of permeability. The situation of the contact remains approximately the same until about 60 m depth, where the existence of a possible aquifer is detected in contact with the Cretaceous.

The integration of the geophysical investigations (ERT and MRS) with the information provided by the boreholes, allows development of a conceptual hydrogeological model. Water levels were measured in all boreholes (but not in S5 because it was dry) and the resulting piezometry seems to indicate that the underground drainage basin has similar extents to the surface waters, consistent with the results obtained by the geophysics. In contrast, the piezometric level measured in borehole S1 reveals the existence of a hydraulic disconnection of this area with the rest of the aquifer, identifying groundwater catchment boundaries, with the evaporitic-clay materials

acting as a local hydraulic barrier (Fig. 3). The geophysical results indicate the same pattern with the existence of a shallow aquifer, confirming that the main aquifer, which feeds Estaña Lakes, corresponds to Middle-Triassic carbonate materials, consistent with the existence of permanent springs located at the contact between these materials and the clay-gypsum facies (Fig. 9).

On the other hand, integration of all results obtained allows one to conclude that the aquifer is local and limited to the lakes' surroundings, taking up a surface area approximately coincident with the superficial catchment basin of about 2.5 km²; anyway a possible discharge towards the SE cannot be ruled out. There does not seem to be a hydraulic connection between the local aquifer that feeds the lakes and the Estopiñán Syncline regional aquifer, as evidenced by MRS (E11 and E1) data. In this case, the presence of free water has not been detected, at least in the first 75 m. It corresponds to the detection limit of the applied method in this site. The information obtained from drilling S5 borehole is consistent with

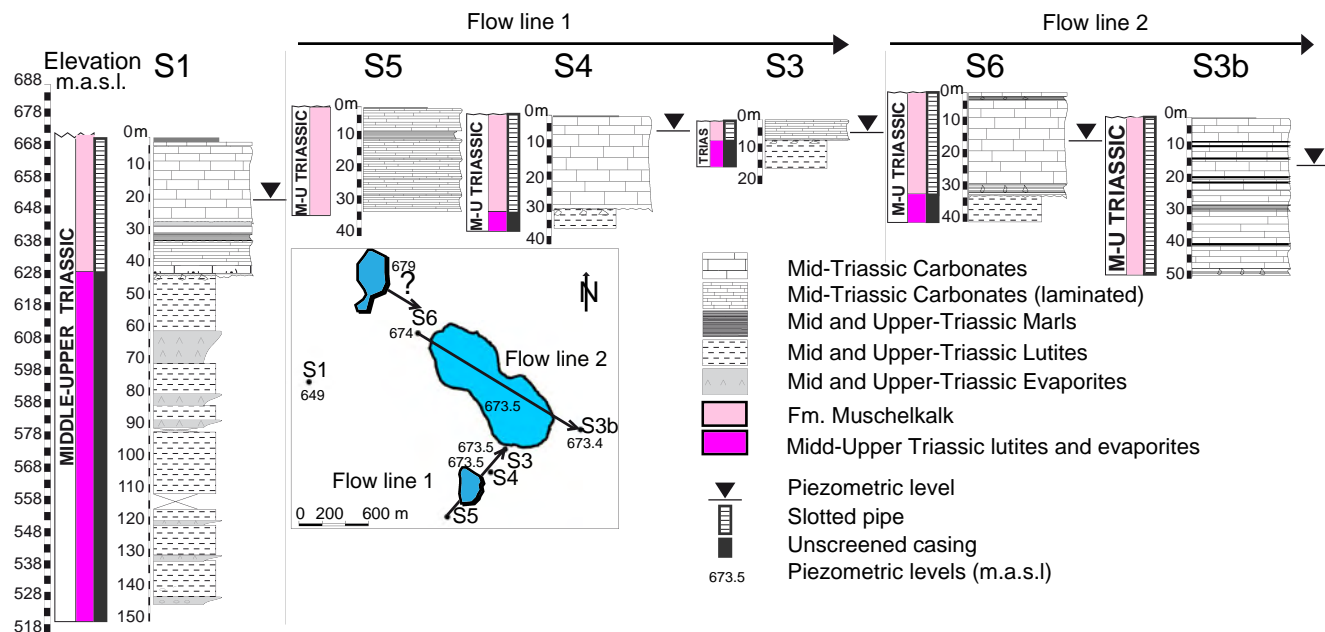


Fig. 8 Stratigraphic columns from boreholes located in Fig. 3. The aquifer consists of Middle-Triassic carbonates (Muschelkalk Facies). The presence of Triassic evaporitic-clay materials led to the identification of a lower non-permeable layer. Based on piezometric levels obtained from boreholes, probable flow lines are described taking into account lake level. All elevations (shown on the left) are referenced with respect to sea level (m.a.s.l.)

these results since the water table was not found. Furthermore, there is evidence that there is no hydraulic connection between the two lakes, due to the presence of less-permeable materials or an aquitard between them.

It is a highly heterogeneous aquifer, shallow near the lakes, with increasing depth with the distance from them. This is in accordance with the information provided by the geophysical data as well as logs for boreholes S3 and S4. This aquifer has a secondary porosity provided by fracturing and it is karstified, as observed in recovered

cores. Large cavities were not detected but smaller cavities cannot be ruled out, as evidenced by high karstification seen in surface and subsurface data.

Taking into account that the current depth of the depressions NW and SE of Lake Estaña are 9 and 16 m respectively, and that the layout and thickness of sedimentary fill in both depressions is up to 12 m thick and composed of carbonate mud, clay and gypsum, groundwater contribution is unlikely to occur through the lake bottom. Rather, it would be through the lake shores,

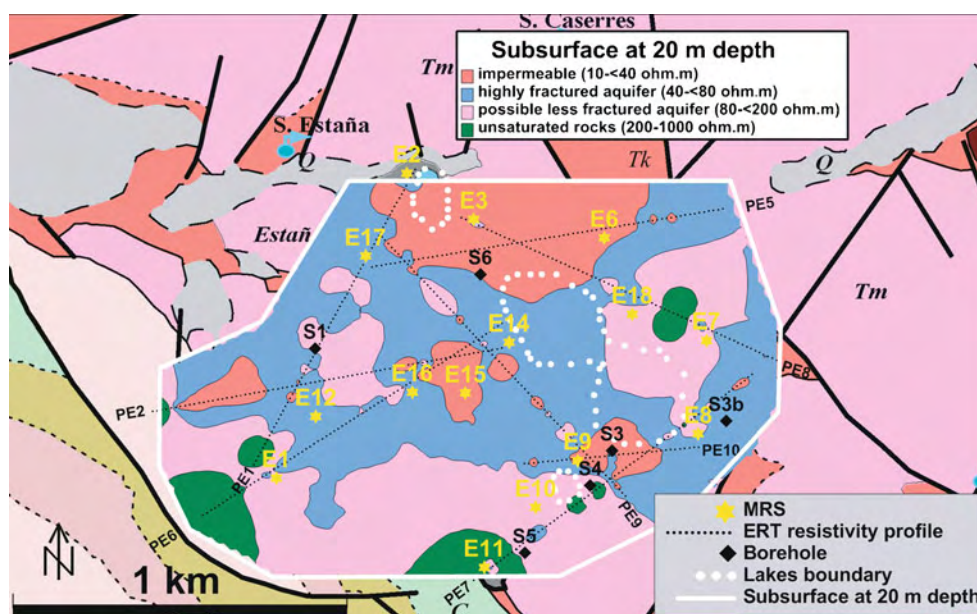


Fig. 9 Interpretation of the hydraulic situation at 20 m depth, according to the relationship found among the resistivity (ERT and borehole logs), the lithology (surface cartography and cores) and the water content (MRS). The subsurface map, within the white frame, is drawn at its corresponding position over the geological map of Fig. 3

restricted to the first few meters, consistent with the hypothesis of a shallow aquifer (deduced from geophysical studies).

Comparison between the lithological columns of boreholes, the interpreted hydrogeological units, and the lakes' water levels and boreholes' piezometric levels, suggests that Lake Estaña recharge would take place through fractured Middle-Triassic carbonate rocks located northwest of the lake near borehole S6. The small lake would have a recharge from the surrounding Middle-Triassic carbonates.

Regarding the functioning of the wetland itself, it seems to exemplify a 'flow-through wetland system' (Sophocleous 2002, 2009; Rosenberry and Winter 1997), with lateral inputs and outputs coinciding with the shallow aquifer water-table level, as shown in the geophysical data, the piezometric study and mechanical borehole stratigraphy. Thus, the piezometry indicates a preferential entry of water through the NW area of Lake Estaña, as well as a possible outflow towards the SE coinciding with the borehole S3b location (area where limestone package is thicker than in the rest of the study area). In addition, boreholes S3 and S4 in the southern area have a similar water-table level as Lake Estaña, although with slight hydraulic gradient towards it.

It is planned that this study be continued with the application of complementary techniques. These techniques include chemical and isotopic characterization and further piezometric study, and will be used to determine the hydrogeological limits in the vicinity of the lakes, along with a hydrometeorological budget for the drainage basin and lakes. The aim will be to determine the relationship between groundwater and the lakes in natural conditions, as well as to provide forecasts of changes under different management scenarios associated with potential natural and/or human-induced environmental change.

Conclusion

This work demonstrates the validity of using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT) together with data on the surface geology and from six mechanical well cores to characterize the geometry of karstic aquifers in poorly known and tectonically complex areas. The integration of all data has revealed that the Estaña Lake system constitutes a local aquifer, whose surface area approximately coincides with the superficial catchment basin of approximately 2.5 km². It presents a hydraulic disconnection with respect to the main regional aquifer of the area located in the Estopiñán syncline, a multilayer Upper Cretaceous-Eocene aquifer. The main aquifer of the Estaña Lake system corresponds to the Middle-Triassic carbonates characterized by secondary porosity provided by fracturing and karstification. The Middle- and Upper Triassic evaporites and lutites are the local hydraulic barrier. With respect to the geometry of the aquifer, it is shallow near the lakes and increases in

depth with the distance from them, showing a preferential NW–SE flow with entry of water in the NW of the area and a possible outflow towards the SE.

The results obtained from geophysical and hydrogeological study made it possible to obtain this conceptual model. Taking into account the ambiguities of geophysical interpretations, it is important to complement them with the hydrogeological data to increase confidence levels and provide a better understanding of the main results.

On the other hand, the methods employed have not allowed a distinction between the different types of clay-gypsum facies, so that one cannot differentiate between the Middle- or Upper-Triassic evaporites and clays, which would be necessary to better understand the geological structure. This condition is a subject for possible future study.

Acknowledgements This work has been undertaken within the framework of the IGME Project "Funcionamiento hidrogeológico de humedales relacionados con las aguas subterráneas en la Cuenca del Ebro (2008–2010)". The authors thank the owners of the fields for the facilities they have provided. The field assistants of the Instituto Geológico y Minero de España (IGME, Spanish Geological Survey), Instituto Pirenaico de Ecología (IPE), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Diputación General de Aragón (DGA) and University of Zaragoza (UNIZAR) are greatly acknowledged for their contribution. We also thank Javier Ramajo for his fundamental contribution to geological mapping without which we would not have been able to carry out this work.

References

- Andrews RJ, Barcker R, Meng Heng L (1995) The application of electrical tomography in the study of the unsaturated zone in Chalk at three sites in Cambridgeshire, United Kingdom. *Hydrogeol J* 3(4):17–31
- Ávila A, Burrel A, Domingo A, Fernández E, Godall J, Llopart JM (1984) *Limnología del Lago Grande de Estanya (Huesca) [Limnology of Big Lake of Estanya (Huesca)]*. *Oecologia Aquat* 7:3–24
- Ball LB, Ge S, Caine JS, Revil A, Jardani A (2010) Constraining fault-zone hydrogeology through integrated hydrological and geoelectrical analysis. *Hydrogeol J* 18(5):1057–1067
- Bartolino JR, Niswonger RG (1999) Numerical simulation of vertical ground-water flux of the Rio Grande from ground-water temperature profiles. Central New Mexico. US Geol Surv Water Resour Invest Rep 99–4212, 45 pp
- Bayó A, J Castiella, E Custodio, S Niñerola, L Virgos (1986) Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación [Essay on the different types of aquifers in carbonate rocks of Spain: identification, study techniques and ways to capture and exploit water]. *Jornadas sobre el karst en Euskadi*. San Sebastian 1986, Comunicaciones II, pp 255–340
- Bernard J (2007) Instruments and field work to measure a magnetic resonance sounding. *Bol Geol Min* 118(3):459–472
- Calvet F, Anglada E, Salvany JM (2004) El Triásico de los Pirineos [The Triassic in the Pyrenees]. In: Vera JA (ed) *Geología de España [The geology of Spain]*, SGEIGME, Madrid, pp 272–273
- Chalikakis K, Nielsen MR, Legchenko A, Feldberg Hagensen T (2009) Investigation of sedimentary aquifers in Denmark using the magnetic resonance sounding method (MRS) *CR Geosci* 341:918–927
- Chambers JE, Kuras O, Meldrum PI, Ogilvy RD, Hollands J (2006) Electrical resistivity tomography applied to geologic,

- hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics* 71(6):B231
- CHE-IGME (2004) Investigación de parámetros hidrodinámicos y geométricos en acuíferos aluviales de la cuenca del Ebro mediante Sondeos de Resonancia Magnética (MRS). Fondo documental IGME nº62797 [Investigation of hydrodynamic and geometric parameters in alluvial aquifers of the Ebro basin using Magnetic Resonance Soundings (Internal document IGME nº62797)]. CHE-IGME, Zaragoza, Spain
- Descloitres M, Ruiz L, Sekhar M, Legchenko A, Braun J, Mohan Kumar MS, Subramanian S (2008) Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrol Proc* 22:384–394. doi:10.1002/hyp
- DGA-DPH (1985) Estudio hidrogeológico comarcal de Aragón: Comarca Esera-Noguera. [Local hydrogeological study of Aragón: Esera-Noguera Region]. Diputación General de Aragón, Zaragoza, Spain
- DGOH (2002) Estudio de recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen izquierda de la cuenca del Ebro Zona oriental: Litera Alta (09.304) [Study of aquifers in the left margin of the eastern area of the Ebro Basin: Litera Alta (Groundwater mass 09.304)]. DGOH, Madrid
- Helm-Clark CM, Rodgers DW, Smith RP (2004) Borehole geophysical techniques to define stratigraphy, alteration and aquifers in basalt. *J Appl Geophys* 55:3–38
- Heredia J, Ruiz JM, García de Domingo A, Rubio F, Ibarra P (2007) Empleo de técnicas geofísicas en la caracterización de la cuenca endorreica de Fuente de Piedra, Málaga (España) [Use of geophysical techniques in the characterization of the endorheic basin of Fuente de Piedra, Málaga (Spain)]. Congreso: V Congreso Argentino de Hidrogeología. III Seminario Hispano-Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Paraná, Argentina, 16–19 October 2007
- Heredia J, Ruiz JM, García de Domingo A (2009) Estrategia para la caracterización del sistema hidrogeológico con densidad variable de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga, España) [Strategy for characterization of the hydrogeologic system with variable density of the lake of Fuente de Piedra (Málaga, Spain)]. In: López-Geta JA (eds) La geología e hidrogeología en la investigación de humedales. IGME, Madrid
- Ibarra P, Rubio FM (2005) Ensayo de tomografía eléctrica en la laguna de Fuente de Piedra (Málaga) [Testing of electrical tomography in the lagoon of Fuente de Piedra (Málaga)]. 5ª Asamblea Hispano Lusa de Geodesia y Geofísica, Sevilla, Spain, January 2006
- IGME (1994) Mapa Geológico de España (E. 1:50000), Fonz (288). [Geological Map of Spain (E. 1:50000), Fonz (288)]. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p 89
- IGME (1995) Mapa Geológico de España (E. 1:50000), Benabarre (289) [Geological Map of Spain (E. 1:50000), Benabarre (289)]. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p 191
- IGME (2007) Mapa Geológico de España (E. 1:50000), Os de Balaguer (327) [Geological Map of Spain (E. 1:50000), Os de Balaguer (327)]. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p 113
- ITGE (1986) Proyecto de investigación hidrogeológica del sistema 68 en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana (Huesca) [Research project from hydrogeological system 68 in the interfluvio of the Esera, NogueraRibagorzana (Huesca)]. Instituto Tecnológico y Minero de España, Madrid
- Lago M, Pocoví A (1982) Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (provincia de Huesca) [Preliminary note on the presence of flow structure in the Ophites Estopiñán area (province of Huesca)]. *Acta Geol Hisp* 17(4):227–233
- Legchenko A (2007) MRS measurements and inversion in presence of EM noise. *Bol Geol Min* 118(3):489–508
- Legchenko A, Valla P (2002) A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *J Appl Geophys* 50:3–19
- Legchenko A, Baltassat JM, Beauce A, Bernard J (2002) Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *J Appl Geophys* 50:21–46
- Legchenko A, Baltassat JM, Bobachev A, Martin C, Robain H, Vouillamoz JM (2004) Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water* 42(3):363–373
- Legchenko A, Descloitres M, Bost A, Ruiz L, Reddy M, Girard JF, Sekhar M, Mohan Kumar MS, Braun JJ (2006) Resolution of MRS applied to the characterization of hard rock aquifers. *Ground Water* 44(4):547–554
- Legchenko A, Ezersky M, Camerlynck C, Al-Zoubi A, Chalikhakis K, Girard J-F (2008) Locating water-filled karst caverns and estimating their volume using magnetic resonance soundings. *Geophysics* 73:G51–G61
- Loke MH (1999) Time-lapse resistivity imaging inversion. In: Proceedings of the 5th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society, European Section, Em1, Budapest, September 1999
- Loke MH (2000) Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Technical note of Geotomo Software. Available online at <http://www.geoelectrical.com>. February 2012
- López-Vicente M (2007) Erosión y redistribución del suelo en agrosistemas mediterráneos: Modelización predictiva mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central) [Erosion and soil redistribution in Mediterranean agroecosystems: GIS predictive modeling and validation with ¹³⁷Cs (Estaña Basin, Central Pyrenees)]. PhD Thesis, Univ. Zaragoza-CSIC, Spain, 212 pp
- Lubczynsky MW, Roy J (2003) Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. *J Hydrol* 283(1–4):19–40
- Lubczynsky MW, Roy J (2004) Magnetic resonance sounding: new method for ground water assessment. *Ground Water* 42:291–303
- Lubczynsky MW, Roy J (2005) MRS contribution to hydrogeological system parameterization. *Near Surf Geophys* 3:131–139
- Lubczynski MW, Roy J (2007) Use of hydrogeological system parameterization and modeling. *Bol Geol Min* 118(3):509–530
- Martínez-Peña MB, Pocoví A (1988) El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera sur-pirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer [The front cushion of the south-Pyrenean structure and its relationship with the Barbastro-Balaguer anticline]. *Acta Geol Hisp* 23:81–94
- Martínez-Peña MB (1991) La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central [The structure of the western boundary of the Central Surpirenaica Unit]. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain, 380 pp
- Meads LN, Bentley LR, Mendoza CA (2003) Application of electrical resistivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. *Can Geotechnical J* 40:551–558
- Mejías M, Plata J (2007) General concepts in hydrogeology and geophysics related to MRS. *Bol Geol Min* 118(3):423–440
- Millán H (2000) Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico: Sierras Exteriores Aragonesas [Structure and kinematics of south Pyrenean thrust front: Aragonian External Sierras]. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain
- Millán H, Pueyo-Morer EL, Aurell Cardona M, Luzón Aguado A, Oliva-Urcia B, Martínez-Peña MB, Pocoví A (2000) Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central [Tectonic activity recorded in the Tertiary deposits of the southern front of the central Pyrenees]. *Rev Soc Geol España* 13:279–300
- Morellón M, Valero-Garcés B, Moreno A, González-Sampériz P, Mata P, Romero O, Maestro M, Navas A (2007) Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: the sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quat Int*. doi:10.1016/j.quaint.2007.02.021
- Morellón M, Valero-Garcés B, Moreno A, Anselmetti F, Ariztegui D, Schnellmanns M, Moreno A, Mata P, Rico M, Corella JP (2008) Late quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain). *Sedimentology*. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01044.x

- Muñoz JA (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay KR (ed) Thrust tectonic. Chapman and Hall, London, pp 235–246
- Owen RJ, Gwavava O, Gwaze P (2005) Multi-electrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe. *Hydrogeol J* 14:244–252
- Pérez-Bielsa C, Ramajo J and Lambán LJ (2008) Marco geológico e hidrogeológico de las Lagunas de Estaña (Huesca, España) [Geological and hydrogeological context of the lakes of Estaña (Huesca, Spain)]. VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria, Spain, July 2008, *Geo-Temas* 10, 252 pp
- Plata JL (1999) Técnicas convencionales de Geofísica de superficie aplicadas en hidrogeología. Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología [Conventional methods of surface applied geophysics in hydrogeology: current geophysical techniques applied in hydrogeology]. University of Granada, Granada, pp 21–32
- Plata JL, Rubio FM (2007) Basic theory of the magnetic sounding resonance method. *Bol Geol Min* 118(3):441–458
- Plata J, Rubio FM (2008) The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: the case of alluvial aquifers. *J Appl Geophys* 66:128–139
- Plata J, Rubio FM (2009) Informe de las actividades geofísicas efectuadas en 2008 en las Lagunas de Estaña (Huesca) [Report on the geophysical activities carried out during 2008 at Estaña Lakes (Huesca)]. Open File IGME no. 63764, IGME, Madrid
- Plata J, Rubio FM (2010) Interpretación integrada de sondeos de resonancia magnética, perfiles de resistividad y testificación de sondeos en las Lagunas de Estaña (Huesca) [Joint interpretation of the magnetic resonance sounding, electrical resistivity tomography and borehole logging at the Estaña Lakes (Huesca)]. Open File IGME no. 63939, IGME, Madrid
- Plata J, Rubio FM (2011) The potential of the qualitative interpretation on MRS data: hydrogeophysical study of the Lagoons of Estaña (Spain). *Near Surf Geophys* 9:225–240
- Pucyo-Morer EL, Millán H, Pocoví A, Parés JM (1999) Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: datos magnetotectónicos [Rotational kinematics from the south Pyrenean basal thrust in the Sierras Exteriores: magnetotectonical data]. *Acta Geol Hisp* 32(3–4):119–138
- Rapti-Caputo D, Bratus A, Santarato G (2009) Strategic groundwater resources in the Tagliamento River basin (northern Italy): hydrogeological investigation integrated with geophysical exploration. *Hydrogeol J* 17:1393–1409
- Rein A, Hoffman R, Dietrich P (2004) Influence of natural time dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. *J Hydrol* 285:215–232
- Riera S, Wansard R, Juliá R (2004) 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena* 55:293–324
- Riera S, Lopez-Saez JA, Juliá R (2006) Lake responses to historical land use changes in northern Spain: the contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Rev Palaeobot Palynol* 141(1–2):127–137
- Rosenberry DO, Winter TC (1997) Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *J Hydrol* 191:266–289
- Roy J, Lubczynski M (2003) The magnetic resonance sounding technique and its use for groundwater investigations. *Hydrogeol J* 11:455–465
- Ruiz JM, Rubio FM, Ibarra P, García de Domingo A, Heredia J, Araguas L (2006) Contribución de la tomografía eléctrica en la caracterización del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga) [Contribution of electrical tomography in the characterization of the hydrogeologic system of the lagoon of Fuente de Piedra (Málaga)]. In: Las aguas subterráneas en los países mediterráneos, vol 1. Hidrogeología y Aguas Subterráneas no. 17. IGME, Madrid, pp 353–358
- Salvany JM, Bastida J (2004) Análisis litoestratigráfico del Keuper surpirenaico Central. [Central-south Pyrenean Keuper lithostratigraphic analysis]. *Rev Soc Geol* 17(1–2)
- Salvany JM, Ortí F (1987) El Keuper de los Catalánides [The Catalan Keuper]. *Cuad Geol Iber* 11:215–236
- Sandberg SK, Slater LD, Versteeg R (2002) An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. *J Hydrol* 267:227–243
- Sancho Marcén C (1988) El Polje de Saganta (Sierras Exteriores pirenaicas, prov. de Huesca) [The Sagantapolje (Pyrenean External Sierras)]. *Cuaternalario Geomorfolog* 2(1–4):107–113
- Schlumberger Wireline and Testing (1989) Log interpretation principles applications sugarland, Texas. Schlumberger, Laredo, TX, 251 pp
- Segurét M (1975) Etude tectonique des nappes et series decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractères sédymantaire role de la compression et de la gravité. [Study of tectonic plates and separate series of the central part of the southern slopes of the Pyrenees: sedimentary character role of compression and gravity]. PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTELA), France, Sér Geol Struct no. 2, 155 pp
- Skinner D, Heinson G (2004) A comparison of electrical and electromagnetic methods for the detection of hydraulic pathways in a fractured rock aquifer, Clare Valley, South Australia. *Hydrogeol J* 12:576–590
- Sophocleous M (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol J* 10:52–67. doi:10.1007/s10040-001-0170-8
- Sophocleous M (2009) Relationships between groundwater and surface water in the prairie wetlands of North America. IAH-Spanish Chapter, Zaragoza, Spain
- Swanberg CA, Walkey WC, Combs J (1988) Core hole drilling and the “rain curtain” phenomenon at Newberry volcano, Oregon. *J Geophys Res* 93:10163–10173
- Teixell A, Muñoz JA (2000) Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo Meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana [Tectono-sedimentary evolution of the Southern Pyrenees during the Tertiary: a synthesis based on river cross section Noguera Ribagorçana]. *Rev Soc Geol España* 13(2)
- Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE (1990) Applied geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, p 792
- Van Shoor M (2002) Detection of sinkholes using 2D electrical receptivity imaging. *J Appl Geophys* 50:393–399
- Vergés J, Muñoz JA (1990) Thrust sequences in the southern Central Pyrenees. *Bull Soc Geol Fr* 8:265–271
- Virgili C (1958) El Triásico de los Catalánides [Catalan Triassic]. *Bol Geol Min* 69:856
- Vouillamoz JM, Baltassat JM, Girard JF, Plata J, Legchenko A (2007) Hydrogeological experience in the use of MRS. *Bol Geol Min* 118(3):531–550
- Yaramanci U, Hertrich M (2007) Inversion of magnetic resonance sounding data. *Bol Geol Min* 118(3):473–488
- Ziagos JP, Blackwell DD (1981) A model for the effect of horizontal fluid flow in a thin aquifer on temperature-depth profiles. *Geotherm Resour Counc Trans* 5:221–223
- Zhou W, Beck BF, Adams AL (2002) Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environ Geol* 42:922–928

ANEJOS

ANEJOS

A. 2. MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

A.2.1. Inventario de puntos de agua

A.2.2. Interpretación de ensayos de bombeo

A.2.3. Parámetros de campo

A.2.4. Análisis químicos de las aguas subterráneas y lagunas

A.2.5. Análisis isotópicos de las aguas subterráneas y lagunas

A. 3. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LAS LAGUNAS DE ESTAÑA

A.3.1. Testificación geológica de los sondeos

A.3.2. Testificación geofísica de los sondeos

A. 4. EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS

A.4.1. Valores anuales de precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

A.4.2. Correlación entre los parámetros precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

ANEJO A.2. MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

A.2.1. Inventario de puntos de agua

A.2.2. Interpretación de ensayos de bombeo

A.2.3. Parámetros de campo

A.2.4. Análisis químicos de las aguas subterráneas y lagunas

A.2.5. Análisis isotópicos de las aguas subterráneas y lagunas

A.2.1. Inventario de puntos de agua

Nº	IPA-CHE	Toponimia	UTMX_H30	UTMY_H30	Cota (msnm)	Captación	Localidad	Municipio	Prof(m)	Q(m3/año)
1	3112-8-0001	La Fonteta	785383	4658688	790	Manantial	Castillo del Pla	Benabarre		
2	3112-8-0002	Alberto Torrente	786183	4658684	770	Sondeo	Purroy de la Solana	Benabarre	25	
3	3112-8-0003	Antoni Zanuy	786479	4657982	770	Pozo	Castillo del Pla	Benabarre	6	
4	3112-8-0004	Desconocido	786354	4662038	850	Manantial	Purroy de la Solana	Benabarre		
5	3112-8-0005	Mas Roy	787047	4661691	700	Manantial	Purroy de la Solana	Benabarre		
6	3112-8-0007	Casa Mateu	786955	4658798	738	Pozo	Castillo del Pla	Benabarre	340	4992
7	3112-8-0008	Pozo Abto. Purroy	786289	4662001	940	Pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	48	6500
8	3112-8-0011	Desconocido	787813	4655869	830	Pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	40	
9	3112-8-0012	Alberto Granja Purroy	786195	4660361	744	Sondeo	Purroy de la Solana	Benabarre	37	6377
10	3112-8-0013	Desconocido	786284	4660215		Sondeo	Purroy de la Solana	Benabarre	23	3153
11	3112-8-0015	Jose Luis Enjuanes	785837	4658783	770	Pozo	Castillo del Pla	Benabarre	70	382
12	3112-8-0016	Mas Roy	787048	4661702	700	Sondeo	Purroy de la Solana	Benabarre	180	
13	3112-8-0017	Balsa La Font	786728	4658575	755	Manantial	Castillo del Pla	Benabarre		
14	3112-8-0018	Blas Zanuy	785717	4660488	751	Pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	63	
15	3112-8-0019	Desconocido	788105	4659286	790	Pozo	Benabarre	Benabarre	155	11319
16	3112-8-0020	Desconocido	788099	4657982		Pozo	Castillo del Pla	Benabarre	155	11319
17	3112-8-0021	Desconocido	785897	4660380	761	Manantial	Purroy de la Solana	Benabarre		5676
18	3112-8-0022	Fuente Abto. Purroy	785973	4661816	811	Manantial	Purroy de la Solana	Benabarre		
19	3112-8-0023	Agrosa 1	788076	4658975	785	Pozo	Castillo del Pla	Benabarre		
20	3112-8-0024	Alberto Noria	786159	4660950	768	Pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	22	
21	3112-8-0025	Jose Antonio Tarroc	786228	4661043	760	pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	8	
22	3112-8-0026	Fuente del Boix	787457	4660648	790	Manantial	Pilzán	Benabarre		
23	3113-4-0003	Desconocido	788050	4652844	720	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
24	3113-4-0006	Mas Blanc	787947	4655668	849	Pozo	Mas Blanc	Benabarre	24	
25	3113-4-0007	Desconocido	787918	4655823	850	Sondeo	Mas Blanc	Benabarre	25	
26	3113-4-0008	Desconocido	788217	4655697	820	Sondeo	Mas Blanc	Benabarre	20	
27	3113-4-0016	Desconocido	787894	4651918	670	Sondeo	Mas Blanc	Benabarre	93	
28	3113-4-0032	Evaristo Espuña	788327	4652111	720	Pozo	Camporrells	Baells	161	
29	3113-4-0033	Evaristo Espuña	788230	4652449	695	Pozo	Camporrells	Baells	52	
30	3212-5-0002	Fuente de los Huertos	788923	4661614	800	Manantial	Pilzán	Benabarre		
31	3212-5-0008	Fuente Redonda	792140	4656047	695.5	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
32	3212-5-0009	Fuente de las Ollas	792659	4657482	625	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
33	3212-5-0011	Jose Giralte Enjuanes	788107	4656101	780	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	42	
34	3212-5-0013	Josefa Plau	788751	4656497	780	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	40	
35	3212-5-0020	Desconocido	791801	4660714	690	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
36	3212-5-0027	Trop Plain Fuente Redonda	792223	4656156	695	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
37	3212-5-0028	Barranco de las Ollas	792445	4656175	720	Cauce	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
38	3212-5-0029	Pascualmon	790067	4657753	719	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	135	
39	3212-5-0030	Juclá	789909	4656007	737	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	120	
40	3212-5-0031	Comorera	791162	4657308	740	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	225	23214
41	3212-5-0032	Fuente de la Virgen (Abto. Pilzán)	790069	4660732	778	Manantial	Pilzán	Benabarre		
42	3212-5-0033	Aeródromo	789394	4657916	725	Pozo	Castillo del Pla	Benabarre	>100	
43	3212-5-0034	Manantial Estaña	791356	4659829	633	Manantial	Estaña	Benabarre		
44	3212-5-0035	Laguna Grande	792192	4659269	680	Humedal	Estaña	Benabarre	9 y 16	
45	3212-5-0037	Laguna Pequeña	791747	4659687	690	Humedal	Estaña	Benabarre	7	

Nº	IPA-CHE	Columna litológica	Edad
1	3112-8-0001	Calizas con alveolinas	Eoceno
2	3112-8-0002		
3	3112-8-0003	0-6 Arenas	Cuaternario
4	3112-8-0004	Conglomerados	Mioceno
5	3112-8-0005	Calizas con alveolinas	Eoceno
6	3112-8-0007	0-4 Conglomerados, 4-17 Arcillas, 17-47 Conglomerados, 47-53 Arcillas, 53-76 Areniscas, 76-132 Calizas, 132-340 Caliza-dol-margas-arcilla	86-340 Cret. Sup.- 0-86Terciario
7	3112-8-0008	0-48 Areniscas	Oligoceno
8	3112-8-0011	0-40 Calizas	Cret. Sup.
9	3112-8-0012	0-6 Suelo, 6-27 Gravas, 27-37 Calizas	Triásico
10	3112-8-0013	0-5 Suelo, 5-23 Calizas	Cret. Sup.- Eoceno?-Cuaternario
11	3112-8-0015		
12	3112-8-0016	0-180 Calizas	Cret. Sup.
13	3112-8-0017		
14	3112-8-0018	0-50 Aridos calcareos 50-63 Calizas	Triásico
15	3112-8-0019	0-4 Arcillas y gravas, 4-155 Calizas	Paleoceno-Cuaternario
16	3112-8-0020		
17	3112-8-0021	Arcillas	Triásico
18	3112-8-0022	Dolomias	Triásico
19	3112-8-0023	Calizas con alveolinas	Eoceno
20	3112-8-0024	0-22 Yesos	Triásico
21	3112-8-0025	0-8 Arcillas	Triásico
22	3112-8-0026		
23	3113-4-0003	Conglomerados	Mioceno
24	3113-4-0006	0-24 Calizas	Cret. Sup.
25	3113-4-0007	14-25 Gravas	Cuaternario
26	3113-4-0008		
27	3113-4-0016	Conglomerados	Mioceno
28	3113-4-0032		
29	3113-4-0033		
30	3212-5-0002	Conglomerados	Oligoceno
31	3212-5-0008	Calizas con alveolinas	Eoceno
32	3212-5-0009	Calizas	Cret. Sup.
33	3212-5-0011	Calizas con alveolinas	Eoceno
34	3212-5-0013	Calizas con alveolinas	Eoceno
35	3212-5-0020	Areniscas	Mioceno
36	3212-5-0027		Eoceno
37	3212-5-0028		Cret. Sup.
38	3212-5-0029	Calizas con alveolinas	Eoceno
39	3212-5-0030	Calizas con alveolinas	Eoceno
40	3212-5-0031	Calizas con alveolinas	Eoceno
41	3212-5-0032	Calizas	Cret. Sup.
42	3212-5-0033	Calizas con alveolinas	Eoceno
43	3212-5-0034	Calizas	Cret. Sup.
44	3212-5-0035		Triásico
45	3212-5-0037		Triásico

Nº	IPA-CHE	Toponimia	UTMX_H30	UTMY_H30	Cota (msnm)	Captación	Localidad	Municipio	Prof(m)	Q(m3/año)
46	3212-5-0039	Laguna Pequeña de abajo	792174	4658807	690	Humedal	Estaña	Benabarre	seca	
47	3212-5-0040	Agrosa 2	788221	4659068	785	Pozo	Estaña	Benabarre	155	11319
48	3212-5-0041	Abto. Cantera Soriana	793207	4658006	600	Cauce	Saganta	Estopiñán del Castillo		6930
49	3212-5-0042	Abto. Estaña	791299	4659821	732	Manantial	Estaña	Benabarre		
50	3212-5-0043	Pto. Muestreo Laguna Grande	792530	4659107	687	Manantial	Estaña	Benabarre		
51	3212-5-0044	Pto. Control F. Redonda	792401	4656123	700	Cauce	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
52	3212-5-0045	Royal Estopiñán	792976	4656327	712	Sondeo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	160	
53	3212-5-0046	Mas del Guiral	789024	4659759	790	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
54	3212-5-0047	José Gómez (Francell)	793482	4656258	715	Sondeo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	57	
55	3212-5-0048	Fuente del Francell	793425	4656359	698	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
56	3213-1-0001	Fuente del Canal	793402	4655118	660	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
57	3213-1-0002	Desconocido	789640	4650960	660	Pozo	Nachá	Baells	2.7	
58	3213-1-0003	Desconocido	789541	4651035	660	Sondeo	Nachá	Baells	15	
59	3213-1-0004	Abandonado	789516	4651035	660	Pozo	Nachá	Baells	25	
60	3213-1-0005	Abandonado	788788	4650863	690	Pozo	Nachá	Baells	160	
61	3213-1-0007	Desconocido	791547	4651702	640	Manantial	Camporrells	Camporrells		
62	3213-1-0008	Desconocido	792172	4651700	640	Manantial	Camporrells	Camporrells		
63	3213-1-0009	Manantial el Molar	791176	4652492	660	Manantial	Camporrells	Camporrells		
64	3213-1-0010	Balneario Camporrells	791744	4651351	620	Manantial	Camporrells	Camporrells		
65	3213-1-0011	Agustin Callen	792344	4651895	650	Pozo	Camporrells	Camporrells	28	
66	3213-1-0012	Pedro Fort (prealtes)	792927	4654453	715	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	80	
67	3213-1-0013	Miguel Angel Calvera Boix	788641	4657713	770	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	35	
68	3213-1-0014	Desconocido	788596	4652215	780	Pozo	Baells	Baells	40	
69	3213-1-0015	Manantial de la Segantera	789702	4652912	695	Manantial	Saganta	Estopiñán del Castillo		
70	3213-1-0016	Vicente Solano	792142	4652212	660	Pozo	Camporrells	Camporrells	30	
71	3213-1-0017	Fuente del Boix (nogal)	793356	4654915	655	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
72	3213-1-0018	Casa Saganta	789087	4653140	740	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	85	3600
73	3213-1-0019	Abastecimiento chalets	793199	4655004	804	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	85	
74	3213-1-0020	Desconocido	789871	4655904		Pozo	Caserras del Castillo	Estopiñán del Castillo	90	6900
75	3213-1-0021	Pozo abto. Estopiñán	793237	4655250	650	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	85	28348
76	3213-1-0022	Desconocido	793486	4655355	670	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	60	100
77	3213-1-0023	Restaurante Saganta	789111	4653233	780	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	90	
78	3213-1-0024	Nacha 2	789551	4651257	700	Pozo	Nachá	Baells	40	22667
79	3213-1-0025	Jose Chese Peña	788933	4651485	700	Pozo	Nachá	Baells	56	
80	3213-1-0026	Fuente de Saganta	790653	4654133	693	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
81	3213-1-0027	Ignacio Vidal (sin uso)	793464	4654090	664	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	65	
82	3213-1-0028	Nacha 1	789549	4651313	680	Pozo	Nachá	Baells	70	22667
83	3213-1-0029	Desconocido	793331	4655149		Cauce	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
84	3213-1-0031	Fuente Abto. Saganta	789566	4652964	719	Manantial	Saganta	Estopiñán del Castillo		
85	3213-1-0032	Font de Ferri	791901	4651633	620	Manantial	Camporrells	Camporrells		
86	3213-1-0033	Desconocido	791899	4651663	625	Manantial	Camporrells	Camporrells		
87	3213-1-0034	Joaquin Nadal (con uso)	789130	4654528	743	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	94	
88	3213-1-0035	Font Aumuga	794532	4655840	691	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
89	3213-1-0036	Ignacio Vidal (con uso)	793309	4653964	727	Desconocido	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
90	3213-1-0037	Joaquin Nadal(sin uso)	789240	4654493	746	Desconocido	Saganta	Estopiñán del Castillo	114	
91	3213-1-0038	Desconocido	790392	4652866	684	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
92	3213-1-0039	Nicolas Abillá	789099	4651186	705	Pozo	Nachá	Baells		

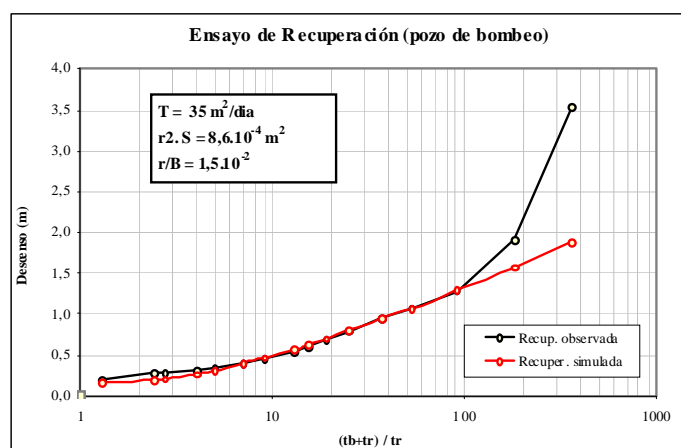
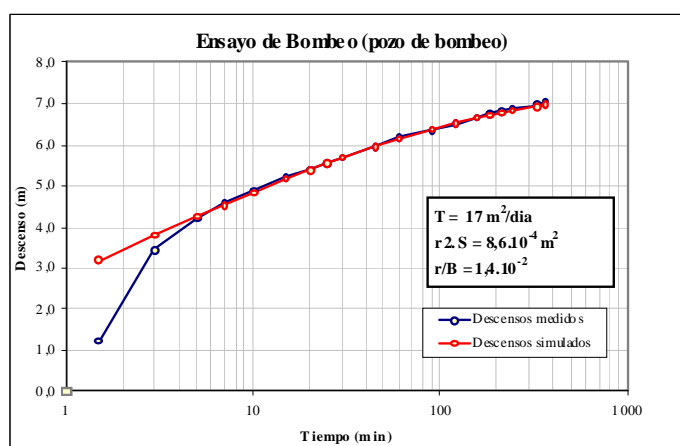
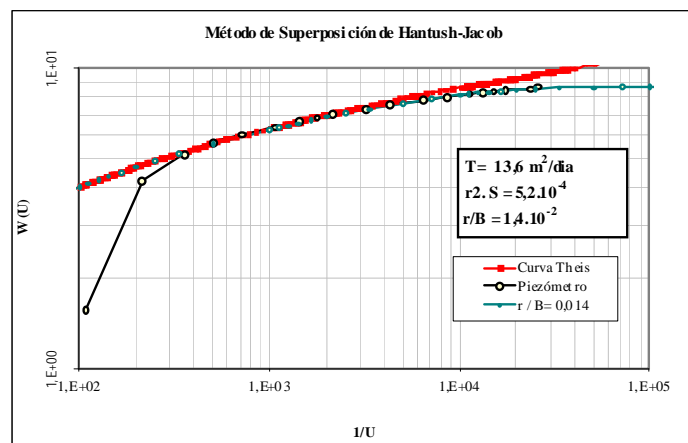
IPA-CHE	Columna litológica	Edad
3212-5-0039		Triásico
3212-5-0040	Calizas con alveolinas	Eoceno
3212-5-0041		
3212-5-0042	Calizas	Cret. Sup.
3212-5-0043	Calizas	Cret. Sup.
3212-5-0044		Eoceno
3212-5-0045	1-160 Calizas (Arcilla intercalada)	Cret. Sup.
3212-5-0046		
3212-5-0047	0-57 Calizas	Triásico
3212-5-0048	Ofitas	Triásico
3213-1-0001	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0002	2-2.7 Arenas	Cuaternario
3213-1-0003	14-15 Yesos	Triásico
3213-1-0004	0-17 Arcillas, 17Arenas, 17-25 Arcillas, 25 Arenas	Triásico
3213-1-0005	0-70 Arcillas, 70-80 Arenas, 80-90 Arenas, 90-160 Arcillas	Triásico
3213-1-0007	Conglomerados	Paleoceno
3213-1-0008	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0009	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0010	Dolomias Arcillas Y Yesos	Triásico
3213-1-0011	0-5 Suelo, 5-28 Arcillas, 28 Areniscas	Paleoceno-Cuaternario
3213-1-0012	0-1 Suelo, 1-80 Calizas con alveolinas	Eoceno
3213-1-0013	0-35 Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0014	0-10 Arcillas 10-40 Calizas con alveolinas	Eoceno
3213-1-0015	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0016	0-1 Suelo, 1-5 Calizas, 5-10 Arcillas, 10-12 Calizas, 12-14 Arcillas, 14-30 Areniscas	Paleoceno
3213-1-0017	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0018	0-85 Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0019	0-85 Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0020		
3213-1-0021	0-2 Suelo, 2-85 Calizas	Cret. Sup-Cuaternario
3213-1-0022		
3213-1-0023	0-90 Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0024	0-40 Ofitas	Triásico
3213-1-0025	0-35 Arcillas 35-56 Dolomias	Triásico
3213-1-0026		Eoceno
3213-1-0027	0-56 Arenas	Paleoceno
3213-1-0028	0-70 Ofitas	Triásico
3213-1-0029		
3213-1-0031		Triásico
3213-1-0032		Triásico
3213-1-0033		
3213-1-0034	Calizas con alveolinas	Eoceno
3213-1-0035		Triásico
3213-1-0036	Arcillas y dolomias	Triásico
3213-1-0037	Calizas	Cret. Sup.
3213-1-0038		
3213-1-0039		Triásico

Nº	IPA-CHE	Toponimia	UTMX_H30	UTMY_H30	Cota (msnm)	Captación	Localidad	Municipio	Prof(m)	Q(m3/año)
93	3213-1-0040	Fuente del Lago	792037	4656006	712	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
94	3213-1-0041	El Pontet	790950	4651616	690	Manantial	Camporrells	Camporrells		
95	3213-1-0042	Granja Ramon Castells	791341	4651376	645	Pozo	Camporrells	Camporrells	53	
96	3213-1-0043	Baix Moli	791908	4651182	590	Manantial	Camporrells	Camporrells		
97	3213-1-0044	Desconocido	792053	4651443	640	Manantial	Camporrells	Camporrells		
98	3213-1-0045	Desconocido	791901	4651633	640	Manantial	Camporrells	Camporrells		
99	3213-1-0046	Alcalde Estopiñán	793189	4655443	655	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	6	
100	3213-1-0047	Manuel Berqua	789108	4652877	761	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	80	
101	3213-1-0048	Pedro Fort	793228	4655450	665	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	73	
102	3213-1-0049	Fuente de Pablito	790717	4652616	660	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
103	3213-1-0050	José Gómez (carretera)	793361	4655848	680	Sondeo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	108	
104	3213-1-0051	Fuente Cubierta	793456	4652344	648	Manantial	Camporrells	Camporrells		
105	3213-2-0001	Desconocido	796287	4653886		Pozo	Caserras del Castillo	Estopiñán del Castillo	120	
106	NUEVO	Sondeo Estopiñán	792503	4653338	725	Sondeo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	224	
107	NUEVO	Fuente del Prat	793425	4658160	609	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
108	NUEVO	Font de Xufre	792000	4651125	618	Manantial	Camporrells	Camporrells		
109	NUEVO	Fonte de Arriba	791175	4651650	622	Manantial	Camporrells	Camporrells		
110	NUEVO	Dren Keuper	792450	4659450	685	Dren	Estaña	Benabarre		
111	NUEVO	Font Canelles	794695	4656758	705	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
112	NUEVO	Manantial de Caserras	792237	4660056	805	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
113	NUEVO	Lavadero Estopiñán	793681	4654535	644	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
114	NUEVO	Font de Roder	794429	4650983	668	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
115	NUEVO	Pedro Fort (frente vidal)	793066	4654222	653	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	73	
116	NUEVO	Dren Mas Roy	787263	4661986	720	Dren	Purroy de la Solana	Benabarre		
117	NUEVO	Font de la Roca	792402	4657722	631	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
118	NUEVO	Juclá (sin uso)	789967	4656165	697	Pozo	Benabarre	Benabarre	?	
119	NUEVO	Granja Solar	787028	4660318	751	Pozo	Benabarre	Benabarre	?	
120	NUEVO	Mas Blanc (campo enfrente)	788656	4656568	787	Pozo	Mas Blanc	Benabarre	?	
121	NUEVO	Chumperi 1	791775	4653799	726	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	?	
122	NUEVO	Chumperi 2	792016	4653698	731	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	100	
123	NUEVO	Sondista Pilzán	787662	4660680	785	Pozo	Pilzán	Benabarre	?	
124	NUEVO	Nadal Purroy	783003	4661940	830	Pozo	Purroy de la Solana	Benabarre	94	
125	NUEVO	Meson Saganta (detrás)	789427	4653316	740	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	53	
126	NUEVO	Pozo campo Saganta	789878	4653057	708	Pozo	Saganta	Estopiñán del Castillo	92	
127	NUEVO	Granja conejos Antonio Quintilla	791683	4652061	650	Pozo	Camporrells	Camporrells	23	
128	NUEVO	Granja cerdos Antonio Quintilla	793380	4652960	680	Pozo	Camporrells	Camporrells	?	
129	NUEVO	Granja pollos Antonio Espinet	789924	4655063	747	Pozo	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo	100	
130	NUEVO	Balsa Prat	793291	4658729	630	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
131	NUEVO	Fuente de Higuera	793332	4658582	620	Manantial	Estopiñán del Castillo	Estopiñán del Castillo		
132	NUEVO	Fuente Cravera	792675	4658692	684	Manantial	Estaña	Benabarre		
133	NUEVO	S1	791382	4659230	678.56	Sondeo	Estaña	Benabarre	144	
134	NUEVO	S3	792321	4658907	677.51	Sondeo	Estaña	Benabarre	15	
135	NUEVO	S3b	792682	4659001	680.2	Sondeo	Estaña	Benabarre	49.2	
136	NUEVO	S4	792252	4658797	687.8	Sondeo	Estaña	Benabarre	35.5	
137	NUEVO	S6	791904	4659464	671.21	Sondeo	Estaña	Benabarre	40	

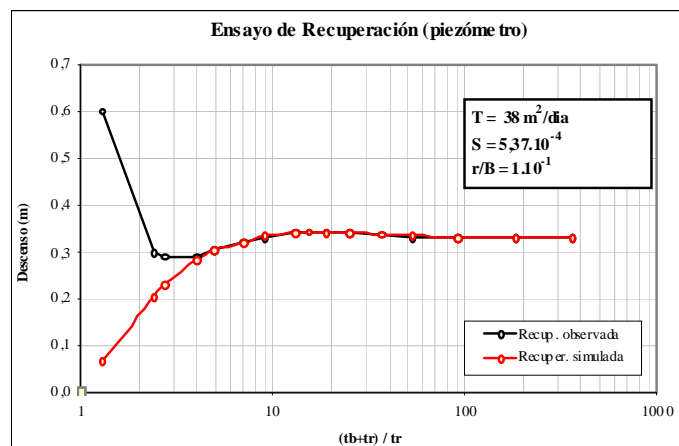
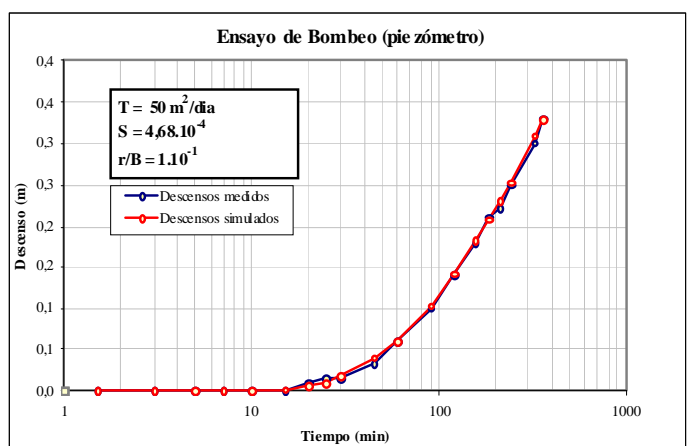
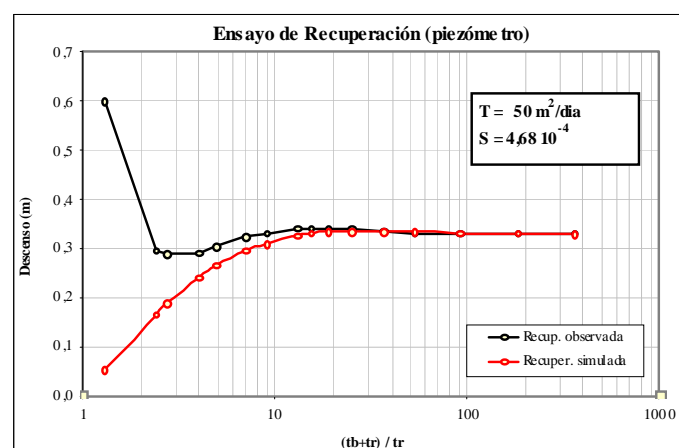
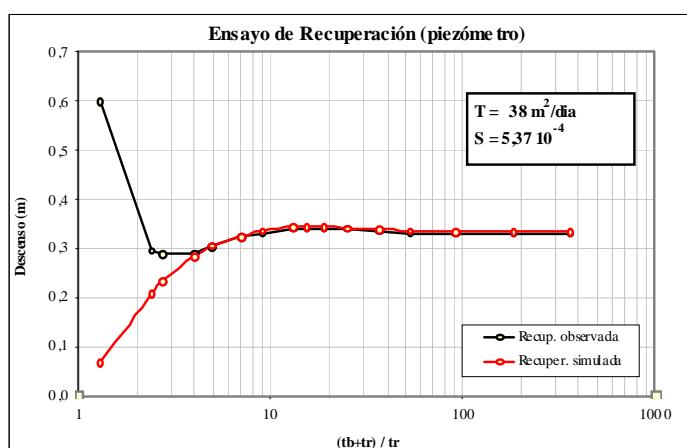
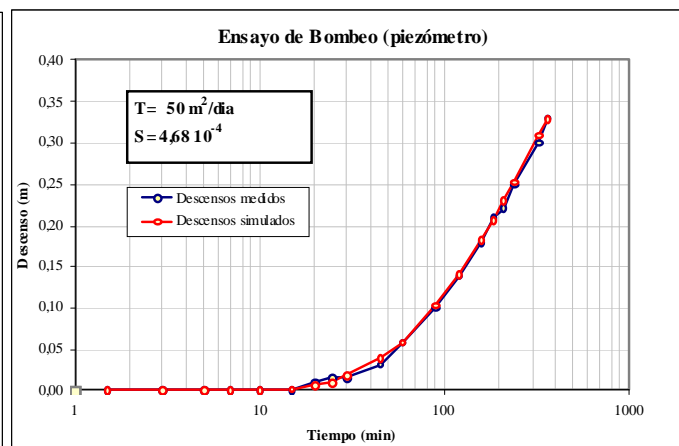
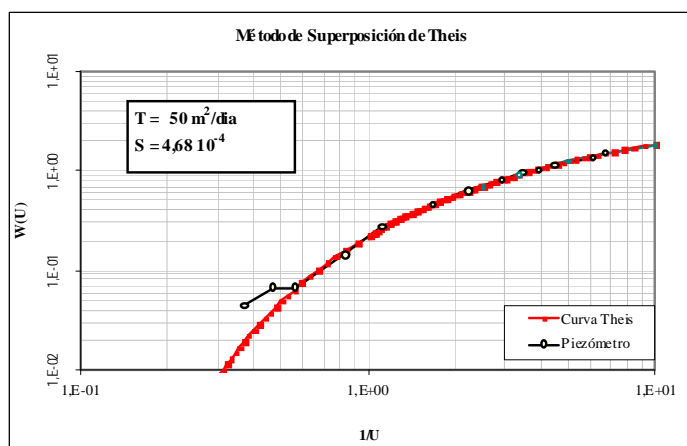
IPA-CHE	Columna litológica	Edad
3213-1-0040		Cret. Sup.
3213-1-0041		Triásico
3213-1-0042	Ofitas y Arcillas a muro	Triásico
3213-1-0043		Triásico
3213-1-0044		
3213-1-0045		
3213-1-0046	Limonitas	Cuaternario
3213-1-0047	Yeso y Arcillas, algo de caliza	Triásico
3213-1-0048	Limonitas	Cuaternario
3213-1-0049		Triásico
3213-1-0050	0-108 Ofitas	Triásico
3213-1-0051		
3213-2-0001		Triásico
NUEVO	0-35 Caliza, 35-45 Arcilla, 45-51 Marga 51-54 Arena, 54-55 Arcilla, 55-85 Marga 85-95 Arena, 95-99Caliza, 99-101Arena, 101-107Caliza, 107-120marga, 120-220Caliza	Cret. Sup.-Paleoceno
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Triásico
NUEVO		Cret. Sup.
NUEVO		Cret. Sup.
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Paleoceno
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Cret. Sup.
NUEVO		Triásico
NUEVO		Eoceno
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO		Triásico
NUEVO	0-53 dolomias 53-144 Arcillas y evaporitas	Triásico
NUEVO	0-6.5 dolomias; 6.5-15 Arcillas y evaporitas	Triásico
NUEVO	dolomias	Triásico
NUEVO	0-25 dolomias; 25-35.5 Arcillas y evaporitas	Triásico
NUEVO	0-35 dolomias 35-40 Arcillas y evaporitas	Triásico

A.2.2. Interpretación de ensayos de bombeo

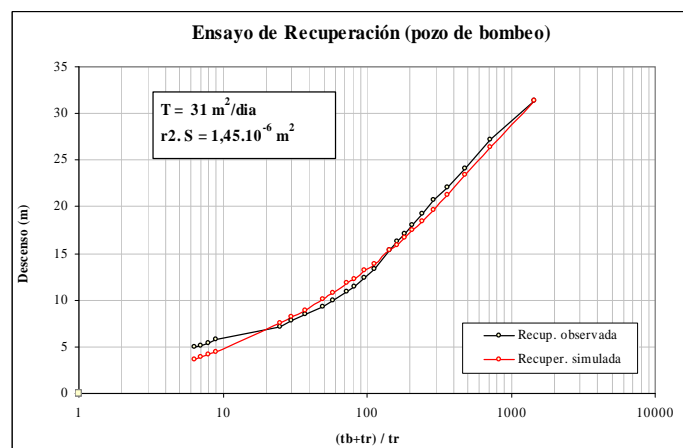
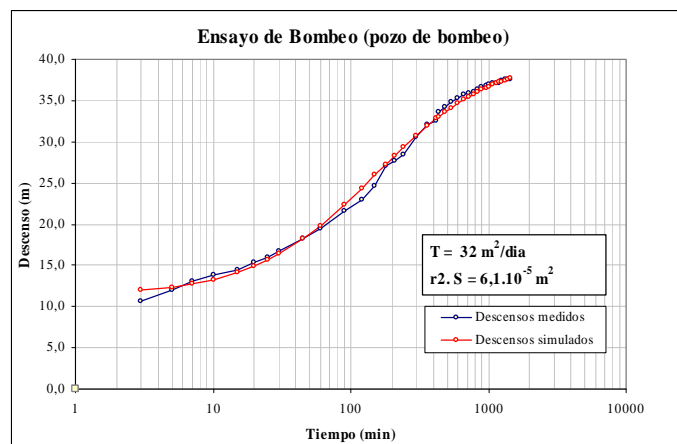
a) Interpretación del ensayo de bombeo y de recuperación en el pozo de bombeo Jucá (39 del inventario) con la hoja de cálculo MABE (azcón, 2010)



b) Interpretación del ensayo de bombeo y de recuperación en el pozo de observación Juclá sin uso (118 del inventario) con la hoja de cálculo MABE (Azcón, 2010).



c) Interpretación del ensayo de bombeo y de recuperación en el sondeo de Estopiñán bombeo con la hoja de cálculo MABE (Azcón, 2010).



A.2.3. Parámetros de campo

Punto	Muestra	Fecha	Captación	T° vidrio	T° conductímetro	CE (µS/cm)	pH	Eh	OD (%)	TAC (mg/l)
85	F. FERRI	27/06/2007	Manantial	18	17.9	3520	7.1			
96	BAIX MOLI	27/06/2007	Manantial	12.5	15.1	3870	7.2			
107	F. XUFRE	27/06/2007	Manantial	14	15.5	3010	7.2			
108	F. PRAT	27/06/2007	Manantial	16	18	70600?	7.4			
109	F. ARRIBA	27/06/2007	Manantial	15	16.2	2630	7.4			
110	DREN KEUPER	27/06/2007	Dren	14.5	15.7	8310?	8.0			
1	FONTETA	25/07/2007	Manantial		15.9	536	7.1			68
7	P. PURROY	25/07/2007	Pozo	22	21.8	1290	7.7			84
11	JUANES	25/07/2007	Pozo	15.5	15.6	1435	7.1			129
13	F. CASTELLO	25/07/2007	Manantial	16	16.2	663	6.9			210
18	F. PURROY	25/07/2007	Manantial	16.5	16.4	624	7.5			102
42	P. AERÓDROMO	30/07/2007	Pozo	21	22.5	526				
88	F. AUMUGA	30/07/2007	Manantial	17	17.9	465				
111	F. CANELLES	30/07/2007	Manantial	15.5	16.7	586				
3	A. ZANUY	31/07/2007	Manantial	18	18.7	924				
6	CASA MATEU	31/07/2007	Pozo	16	16.6	1125				
63	F. MOLAR	31/07/2007	Manantial	17	18.8	730				
80	F. SAGANTA	31/07/2007	Manantial	14.5	16	554				
102	F. PABLITO	31/07/2007	Manantial	16	17.7	665				
113	PISC. ESTOPIÑÁN	31/07/2007	Manantial			1220				
114	F. RODER	31/07/2007	Manantial			405				
2	A. GRANJA	01/08/2007	Pozo	15.5	15.7	1080				
14	B. ZANUY	01/08/2007	Pozo	16	16.1	966				
20	A. NORIA	01/08/2007	Pozo	16.1	15.8	885				
31	F. REDONDA	01/08/2007	Manantial	15.2	16.4	632	7.3			
32	F. OLLAS	01/08/2007	Manantial	15.7	18.8	794	7.4			
43	M. ESTAÑA	01/08/2007	Manantial	16	20	574	7.9			
44	L. GRANDE	01/08/2007	Laguna			3670	8.3			
45	L. PEQUEÑA	01/08/2007	Laguna			1161	8.4			
55	F. FRANCELL	01/08/2007	Manantial	21	22	1200	7.6			
56	F. CANAL	01/08/2007	Manantial	15.5	17.5	796	7.3			
71	F. BOIX	01/08/2007	Manantial	15.7	15.3	601	7.3			
112	F. CASERRAS	01/08/2007	Manantial	20	18.9	414				
19	AGROSA 1	02/08/2007	Pozo	16.5	17.3	659	7.3			
40	COMORERA	02/08/2007	Pozo	16.5	17.1	654	7.3			
41	F. PILZAN	02/08/2007	Manantial	15.5	16.4	1831	7.4			
64	B. CAMPORRELLS	02/08/2007	Manantial	15.5	17.3	1848	7.2			
87	J. NADAL USO	02/08/2007	Pozo	17	19.9	552	7.4			
70	V. SOLANO	04/09/2007	Pozo	16	17	3460	7.1			
78	NACHA 2	04/09/2007	Pozo		22	2140	7.6			
79	J. CHESE	04/09/2007	Pozo	15	18	2480	7.7			
82	NACHA 1	04/09/2007	Pozo	15	17	1361	7.7			
92	N. ABILLA	04/09/2007	Pozo	16	17	3180	7.2			
95	R. CASTELLS	04/09/2007	Pozo	17	18	1157	7.6			
100	HNOS. BERGUA	04/09/2007	Pozo	14	16	2470	7.7			
52	G. ROYAL	05/09/2007	Pozo	15	18	1182	7.4			
54	G. FRANCELL	05/09/2007	Pozo	15	18	613	7.6			
75	ABTO. ESTOPIÑÁN	05/09/2007	Pozo	14	16	828	7.2			
81	VIDAL SIN	05/09/2007	Pozo	16	19	1893	7.4			
89	VIDAL USO	05/09/2007	Pozo	16	19	1893	7.9			
103	G. CARRETERA	05/09/2007	Pozo	15	17	1386	7.9			
106	S. ESTOPIÑÁN	27/09/2007	Pozo	15		610	7.1			
19	AGROSA 2	11/03/2008	Pozo	11	12.9	585	7.2	124		
43	M. ESTAÑA	11/03/2008	Manantial	13.5	14.2	556	7.8	253		
45	L. PEQUEÑA	11/03/2008	Laguna	9.2	11.2	1177	8.4	243		
55	F. FRANCELL	11/03/2008	Manantial	9	9.7	1262	7.9	250		
1	FONTETA	12/03/2008	Manantial	12	13.3	534	7.3	181		
2	A. GRANJA	12/03/2008	Pozo	14	15.3	1087	7.3	263		
6	CASA MATEU	12/03/2008	Pozo	13	14.3	604	8.1	181		
7	P. PURROY	12/03/2008	Pozo	11	12.3	1171	7.8	-11		
14	B. ZANUY	12/03/2008	Pozo	14.9	15.7	1009	7.5	192		
18	F. PURROY	12/03/2008	Manantial	11	13.1	565	8.1	183		

Punto	Muestra	Fecha	Captación	T° vidrio	T° conductimetro	CE (µS/cm)	pH	Eh	OD (%)	TAC (mg/l)
20	A. NORIA	12/03/2008	Pozo	14	15.2	875	7.4	211		
40	COMORERA	12/03/2008	Pozo	10.8	11.3	585	7.3	223		
78	NACHA 2	12/03/2008	Pozo	13.5	14.2	1040	7.5	132		
87	J. NADAL USO	12/03/2008	Pozo	14	14.9	542	7.3	132		
90	J. NADAL SIN	12/03/2008	Pozo	14	15.4	620	7.6	138		
100	HNOS. BERGUA	12/03/2008	Pozo	13.5	15	2440	8.6	-127		
106	S. ESTOPIÑAN	12/03/2008	Pozo	12	12.6	620	7.1	58		
31	F. REDONDA	13/03/2008	Pozo	13.5	14.1	594	7.2	159		
32	F. OLLAS	13/03/2008	Manantial	14.8	15.8	776	7.2	163		
56	F. CANAL	13/03/2008	Manantial	12	13.5	799	7.2	191		
108	F. PRAT	13/03/2008	Manantial	14.8	15.3	21000	7.3	76		
3	A. ZANUY	14/03/2008	Manantial	8	10.1	1050	8.1	165		
66	P.F. PREALTES	14/03/2008	Manantial	14.5	16	619	7.2	137		
81	VIDAL SIN	14/03/2008	Pozo	14.5	15.1	2750	6.9	145		
88	F. AUMUGA	14/03/2008	Manantial	12	14.3	443	7.2	205		
102	F. PABLITO	14/03/2008	Manantial	12	13.8	571	7.4	183		
111	F. CANELLES	14/03/2008	Manantial	13.5	14.9	572	7.3	192		
115	PEDRO FORT	14/03/2008	Pozo	13	14.9	482	7.4	142		
12	MAS ROY	03/04/2008	Pozo	14	15.4	748	7.2	193		
30	F. HUERTOS	03/04/2008	Manantial	9.5	11.4	912	7.7	189		
41	F. PILZAN	03/04/2008	Manantial	11.5	12.7	1630	7.4	187		
63	F. MOLAR	03/04/2008	Manantial	12	14.5	637	7.5	64		
107	F. XUFRE	03/04/2008	Manantial	14	14.4	898	7.1	-167		
113	PISC. ESTOPIÑAN	03/04/2008	Manantial	18	18.4	1388	9.6	81		
112	F. CASERRAS	10/04/2008	Manantial	14	14.2	413	8.0	175		
43	M. ESTAÑA	05/08/2008	Manantial	16	17.9	474	7.7	151		
7	P. PURROY	06/08/2008	Pozo		24.8	532	7.5	136		
18	F. PURROY	06/08/2008	Manantial	17	17.9	535	7.6	178		
31	F. REDONDA	06/08/2008	Manantial	15	14	536	7.1	139		
55	F. FRANCELL	06/08/2008	Manantial	19	20.4	1027	8.1	167		
56	F. CANAL	06/08/2008	Manantial		16	664	7.2	160		
71	F. BOIX	06/08/2008	Manantial	15	16.5	506	7.2	163		
88	F. AUMUGA	06/08/2008	Manantial	15.5	16.3	382	7.5	162		
108	F. PRAT	06/08/2008	Manantial	18	19.4	20700	7.5	98		
1	FONTETA	01/09/2008	Manantial		19.5	407	7.5	19		
6	CASA MATEU	01/09/2008	Pozo		15.2	845	7.8	394		
11	JUANES	01/09/2008	Pozo		17.5	1345	7.6	116		
20	A. NORIA	01/09/2008	Pozo		19.8	786	7.5	97		
32	F. OLLAS	01/09/2008	Manantial		16.3	707	7.3	58		
37	DREN OLLAS	01/09/2008	Dren		17.9	722	7.6	27		
40	COMORERA	01/09/2008	Pozo		16.5	537	7.3	94		
52	G. ROYAL	01/09/2008	Pozo		17.2	1045	7.2	54		
54	G. FRANCELL	01/09/2008	Pozo		17	548	7.2	54		
103	G. CARRETERA	01/09/2008	Pozo		16.8	1217	7.9	23		
106	S. ESTOPIÑAN	01/09/2008	Pozo		16.1	552	7.1	42		
112	F. CASERRAS	01/09/2008	Manantial		17.8	357	7.8	16		
14	B. ZANUY	02/09/2008	Pozo		17.1	907	7.6	99		
63	F. MOLAR	02/09/2008	Manantial		19.8	637	7.8	117		
78	NACHA 2	02/09/2008	Pozo		19.3	913	7.5	106		
107	F. XUFRE	02/09/2008	Manantial		14.6	888	7.1	-207		
109	F. ARRIBA	02/09/2008	Manantial		17.3	701	7.3	79		
41	F. PILZAN	04/09/2008	Manantial		16.5	1459	7.4	35		
126	BALSA PRAT	09/09/2009	Manantial		18.1	1210		43		
127	FD HIGUERA	09/09/2009	Manantial		17.2	1621		38		
128	F. CRAVERA	09/09/2009	Manantial		15.7	526		-183		
126	BALSA PRAT	08/10/2009	Manantial		15.7	1141	7.6	91	96.3	
127	FD HIGUERA	08/10/2009	Manantial		16.1	1566	7.5	56	48.0	
128	F. CRAVERA	08/10/2009	Manantial		16.1	560	7.3	-118	25.4	
S3	S3-6M	08/10/2009	Sondeo		16.9	3190	7.2	-145	23.1	
S3b	S3b-10M	08/10/2009	Sondeo		16.0	1424	7.3	-26	24.9	
S4	S4-7M	08/10/2009	Sondeo		17.4	2300	7.1	-258	12.2	
S6	S6-16M	08/10/2009	Sondeo		17.0	885	7.6	111	23.8	
S1	S1-23M	25/01/2010	Sondeo	12	13.0	4430	8.0	195		
S3	S3-4M	25/01/2010	Sondeo	12.5	12.7	3340	7.2	-61		
S3	S3-6M	25/01/2010	Sondeo	13	12.9	3880	7.7	-78		
S3	S3-12M	25/01/2010	Sondeo	12.5	12.0	4130	7.6	-93		
S3B	S3B-7M	25/01/2010	Sondeo		13.3	2010	8.5	34		
S3B	S3B-11M	25/01/2010	Sondeo		11.9	2800	7.9	-48		
S3B	S3B-22M	25/01/2010	Sondeo		13.3	3180	7.9	-107		
S4	S4-6M	25/01/2010	Sondeo	14	13.8	2050	8.0	-220		
S4	S4-18M	25/01/2010	Sondeo	13.5	13.7	3300	7.6	-180		
S6	S6-15M	25/01/2010	Sondeo	12	11.8	1054	8.3	65		
S6	S6-22M	25/01/2010	Sondeo	13	11.8	2370	7.7	-10		
S6	S6-36M	25/01/2010	Sondeo	13	11.4	2680	7.7	-48		

A.2.4. Tabla de análisis químicos de las aguas subterráneas y lagunas

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l										µS/cm						
					Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	CO ₂ libre	%error
85	F. FERRI	27/06/2007	Manantial	2.1	50	282	288	5	34	20	190	2	0.00	7.70	0.057	7.5	953	698	9.7	13.2	4.87
96	BAIX MOLI	27/06/2007	Manantial	0.5	65	199	298	21	39	27	156	2	0.00	17.60	0.063	7.7	921	614	1.7	19.8	5.05
107	F. XUFRE	27/06/2007	Manantial	1.0	56	164	307	2	36	23	142	0	0.00	10.10	0.060	7.5	822	518	8.6	18.7	4.93
108	F. PRAT	27/06/2007	Manantial	nd	7020	1110	175	25	4795	108	308	97	0.00	9.10	3001.000	7.6	21065	14624	6.5	11.0	4.81
109	F. ARRIBA	27/06/2007	Manantial	0.5	51	94	246	15	33	17	104	1	0.00	14.00	0.229	7.5	660	467	4.9	12.1	5.03
110	DREN KEUPER	27/06/2007	Dren	1.8	7	1760	90	1	13	90	610	1	0.00	9.40	0.000	7.4	3233	2477	5.6	14.3	0.59
1	FONTETA	25/07/2007	Manantial	0.7	22	20	249	6	14	6	87	0	0.00	8.20	0.022	7.8	460	307	5.5	13.2	4.46
7	P. PURROY	25/07/2007	Pozo	0.6	15	452	196	42	31	67	150	2	0.00	31.40	0.090	7.9	1023	796	2.4	5.5	5.11
11	JUANES	25/07/2007	Pozo	0.7	167	266	228	2	98	39	140	10	0.00	11.10	0.126	7.6	1199	823	6.0	9.9	5.06
13	F. CASTELLO	25/07/2007	Manantial	0.5	30	66	235	15	19	10	99	1	0.00	10.10	0.027	7.7	584	393	5.4	15.4	4.85
18	F. PRAT	25/07/2007	Manantial	0.5	14	132	168	22	9	25	76	12	0.00	9.50	0.014	7.8	554	387	3.9	7.7	4.90
42	P. AERÓDROMO	30/07/2007	Pozo	0.6	1	6	247	2	0	6	79	0	0.00	5.10	0.014	7.6	386	272	3.1	18.7	4.83
88	F. AUMUGA	30/07/2007	Manantial	0.6	4	33	216	8	3	6	81	0	0.00	9.60	0.024	7.8	408	288	5.2	6.6	4.50
111	F. CANELLES	30/07/2007	Manantial	0.7	14	30	248	18	11	12	86	0	0.00	10.60	0.033	7.5	958	647	5.8	11.0	7.07
3	A. ZANUY	31/07/2007	Pozo	1.0	122	46	217	38	79	9	94	5	0.00	7.70	0.052	7.6	750	500	5.5	14.3	5.01
6	CASA MATEU	31/07/2007	Pozo	0.5	139	63	208	128	90	14	122	3	0.00	8.30	0.141	7.6	794	602	5.5	13.2	4.97
63	F. MOLAR	31/07/2007	Manantial	0.5	44	70	257	23	27	14	106	1	0.00	8.90	0.063	7.5	795	492	5.4	11.0	5.02
80	F. SAGANTA	31/07/2007	Manantial	0.7	4	12	257	12	3	7	86	0	0.00	7.10	0.019	7.5	441	296	5.6	20.9	4.87
102	F. PABLITO	31/07/2007	Manantial	0.7	11	41	320	13	7	9	117	2	0.00	10.00	0.029	7.6	784	527	4.9	46.2	4.85
113	PISC. ESTOPIÑÁN	31/07/2007	Manantial	2.1	199	106	155	23	144	27	41	3	0.00	7.00	0.096	7.6	1039	714	4.3	15.4	-1.01
114	F. RODER	31/07/2007	Manantial	2.1	19	19	169	3	6	15	45	7	0.00	9.30	0.044	7.1	364	251	5.2	20.9	4.64
2	A. GRANJA	01/08/2007	Pozo	1.3	40	298	220	64	18	40	166	7	0.00	29.80	0.086	7.5	935	682	2.5	15.4	4.90
14	B. ZANUY	01/08/2007	Pozo	0.7	34	270	180	50	29	52	105	2	0.00	24.70	0.050	7.6	838	614	2.1	4.4	4.97
20	A. NORIA	01/08/2007	Pozo	1.3	15	102	340	76	10	35	130	0	0.00	36.60	0.044	7.6	768	520	2.3	17.6	5.03
31	F. REDONDA	01/08/2007	Manantial	0.7	4	26	308	30	3	8	114	0	0.00	7.20	0.020	7.6	523	368	1.5	19.8	4.79
32	F. OLLAS	01/08/2007	Manantial	0.7	49	90	262	19	32	18	106	2	0.00	8.40	0.042	7.6	688	496	1.9	16.5	4.64
43	M. ESTAÑA	01/08/2007	Manantial	0.5	44	50	193	10	29	16	65	2	0.00	8.50	0.037	7.7	505	354	1.4	9.9	4.83
44	L. GRANDE	01/08/2007	Laguna	5.5	288	2280	106	1	182	204	610	19	0.10	3.50	0.332	7.3	4853	3195	10.1	11.0	-2.74
45	L. PEQUEÑA	01/08/2007	Laguna	1.6	129	255	175	3	84	44	101	5	0.00	10.40	0.000	7.6	983	695	2.8	9.9	4.98
55	F. FRANCCELL	01/08/2007	Manantial	0.7	31	342	240	52	13	43	186	0	0.00	11.70	0.106	7.8	1034	743	1.8	11.0	5.01
56	F. CANAL	01/08/2007	Manantial	0.8	17	92	286	45	9	18	124	5	0.00	10.00	0.038	7.6	676	478	2.3	16.5	4.98
71	F. BOIX	01/08/2007	Manantial	0.7	6	26	290	27	4	10	104	0	0.00	8.00	0.019	7.7	527	355	1.6	15.4	4.95
112	F. CASERRAS	01/08/2007	Manantial	0.5	4	76	140	3	3	19	51	0	0.00	8.10	0.027	7.8	364	259	1.4	4.4	5.12
19	AGROSA 1	02/08/2007	Pozo	1.5	4	24	292	17	3	7	105	0	0.00	8.00	0.022	7.7	501	335	3.2	11.0	4.89
40	COMORERA	02/08/2007	Pozo	0.5	4	26	296	28	3	18	93	0	0.00	9.20	0.034	8.0	531	362	1.5	16.5	5.05
41	F. PILZAN	02/08/2007	Manantial	0.6	95	792	212	12	51	65	312	2	0.00	12.00	0.000	7.6	2093	1413	46.0	20.9	1.81
64	B. CAMPORRELLS	02/08/2007	Manantial	2.8	89	766	330	9	52	55	366	4	0.00	18.40	0.184	7.6	2193	1474	3.5	28.6	4.91
87	J. NADAL USO	02/08/2007	Pozo	0.5	17	46	235	11	11	12	85	0	0.00	9.90	0.042	8.0	482	330	1.4	9.9	4.51

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l											µS/cm		RS 180°	TOC	CO ₂ libre	%error
					Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE				
70	V. SOLANO	04/09/2007	Pozo	1.0	280	2030	177	31	152	192	670	10	0.00	13.40	1.553	7.4	4643	3468	1.3	13.2	4.93
78	NACHA 2	04/09/2007	Pozo	1.2	15	1230	155	1	28	120	370	4	0.00	35.70	na	7.6	2663	2052	1.9	5.5	4.00
79	J. CHESE	04/09/2007	Pozo	1.6	85	1000	239	80	66	94	380	4	0.00	24.50	na	7.2	3263	2364	2.8	30.8	4.59
82	NACHA 1	04/09/2007	Pozo	1.0	12	696	139	0	25	70	216	2	0.00	25.40	0.413	7.6	1600	1120	1.4	4.4	3.60
90	J. NADAL SIN	04/09/2007	Pozo	1.0	30	70	172	49	28	16	72	3	0.00	3.80	0.086	7.1	553	393	1.2	8.8	5.02
92	N. ABILLA	04/09/2007	Pozo	1.4	147	1170	185	48	192	112	310	10	0.00	22.40	na	7.4	3353	2317	2.3	13.2	3.26
95	R. CASTELLS	04/09/2007	Pozo	1.0	24	346	174	58	15	42	162	2	0.00	23.60	0.156	7.5	1010	801	1.6	4.4	5.11
100	HNOS. BERGUA	04/09/2007	Pozo	2.0	8	1670	21	0	13	144	490	3	0.00	0.20	na	6.1	3213	2416	1.1	9.9	4.78
52	G. ROYAL	05/09/2007	Pozo	1.0	21	300	261	56	11	28	192	9	0.00	9.20	na	7.0	1028	770	1.5	18.7	4.93
54	G. FRANCELL	05/09/2007	Pozo	1.0	18	30	217	2	11	7	78	0	0.00	11.10	na	7.3	556	383	1.3	19.8	4.84
75	ABTO. ESTOPIÑÁN	05/09/2007	Pozo	1.4	18	117	223	47	10	16	116	7	0.00	9.50	0.051	7.5	683	486	2.1	9.9	5.05
81	VIDAL SIN	05/09/2007	Pozo	1.0	17	104	149	27	10	30	58	0	0.00	10.80	na	7.4	499	356	1.2	8.8	5.15
89	VIDAL USO	05/09/2007	Pozo	0.9	25	910	131	50	13	52	378	1	0.00	23.40	na	7.3	2223	1576	1.3	6.6	5.18
103	G. CARRETERA	05/09/2007	Pozo	1.3	38	592	84	26	42	86	136	2	0.00	15.60	na	7.2	1217	933	1.8	3.3	3.88
44	L. GRANDE SUP SE	20/09/2007	Laguna	5.5	312	2000	98	1	211	196	576	23	0.19	3.90	0.519	7.5	4673	3600	14.5	11.0	5.12
44	L. GRANDE 5 SE	20/09/2007	Laguna	5.5	308	2060	99	0	213	192	590	23	0.12	3.70	na	7.5	4703	3472	14.2	7.7	3.79
44	L. GRANDE 9 SE	20/09/2007	Laguna	6.4	288	1910	125	0	201	184	550	21	0.48	5.30	1.084	6.9	4523	3404	11.7	8.8	4.08
44	L. GRANDE 11SE	20/09/2007	Laguna	5.8	300	1880	125	0	200	184	550	21	1.70	5.60	1.113	6.8	4493	3383	11.6	14.3	4.57
44	L. GRANDE 16 SE	20/09/2007	Laguna	6.8	284	1900	144	1	198	180	560	21	3.10	7.80	na	6.7	4633	3437	12.9	16.5	4.14
44	L. GRANDE SUP NW	20/09/2007	Laguna	6.5	300	1990	102	0	186	192	560	19	0.38	4.20	na	7.2	4743	3558	14.2	2.2	1.75
44	L. GRANDE 3 SW	20/09/2007	Laguna	6.4	300	1920	104	0	185	192	550	19	0.30	4.10	na	7.1	4743	3500	13.3	11.0	3.51
44	L. GRANDE 6 NW	20/09/2007	Laguna	5.9	300	2030	102	0	185	192	580	19	0.35	4.20	0.795	7.1	4683	3505	12.6	3.3	1.96
44	L. GRANDE 9 NW	20/09/2007	Laguna	7.1	292	1870	183	0	183	184	550	20	4.00	8.70	na	6.8	4723	3345	13.2	23.1	2.05
106	S. ESTOPIÑÁN	27/09/2007	Sondeo		5.78	24.90	377.00	7	3.49	2.43	114.94	1.6	0.00	9.15	nd	7.3	548.00	546	nd	nd	-12.75
106	S. ESTOPIÑÁN 20m	27/09/2007	Sondeo	0.7	6.00	33.00	70.00	4	5	7	23	2	0.00	5.00	0.044	6.4	196.00	139	27.5	<0.5	-3.50
106	S. ESTOPIÑÁN 7h	27/09/2007	Sondeo	0.7	6.00	31.00	69.00	7	5	7	22	1	0.00	8.00	0.038	6.3	190.00	143	31.9	<0.5	-6.89
106	S. ESTOPIÑÁN 21h	27/09/2007	Sondeo	0.5	5.00	30.00	67.00	7	5	7	22	2	0.00	8.00	0.064	6.2	187.00	137	33.0	<0.5	-1.51
106	S. ESTOPIÑÁN 24h	27/09/2007	Sondeo	0.5	5.00	30.00	65.00	7	4	8	21	1	0.00	8.00	0.043	6.2	184.00	137	36.3	<0.5	-1.73

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l										µS/cm						
					Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br	pH	CE	RS 180°	TOC	CO ₂ libre	% error
44	L. GRANDE SUP	17/01/2008	Laguna	7.0	300	1640	111	1	182	188	450	18	1.20	6.40	n.d.	6.7	4754	3457	30.99	11	4.40
44	L. GRANDE 5 SE	17/01/2008	Laguna	8.8	302	1630	104	3	180	184	460	19	0.26	6.30	n.d.	6.7	4684	3411	30.74	11	5.16
44	L. GRANDE 9 SE	17/01/2008	Laguna	7.8	316	1640	102	3	181	188	460	19	0.00	6.40	n.d.	6.8	4684	3388	30.72	11	4.68
44	L. GRANDE 11SE	17/01/2008	Laguna	9.3	310	1740	119	1	221	184	480	19	0.97	6.40	n.d.	6.9	4664	3354	32.12	9.9	4.98
44	L. GRANDE 16 SE	17/01/2008	Laguna	7.0	304	1710	110	5	223	184	460	22	0.00	6.90	n.d.	7.0	4714	3379	30.06	9.9	5.16
44	L. GRANDE SUP NW	17/01/2008	Laguna	7.0	312	1750	108	1	219	184	480	23	0.96	6.00	n.d.	6.9	4724	3335	31.79	7.7	4.83
44	L. GRANDE 4 NW	17/01/2008	Laguna	7.0	310	1760	109	2	235	184	472	22	0.73	6.00	n.d.	7.1	4734	3391	7.6	8.8	4.99
44	L. GRANDE 9 NW	17/01/2008	Laguna	7.0	304	1740	105	5	234	184	460	22	0.00	6.00	n.d.	7.1	4684	3393	6.18	9.9	4.97
45	L. PEQUEÑA	17/01/2008	Laguna	1.6	136	255	142	4	88	38	100	5	0.00	14.80	n.d.	7.3	1007	738	1.49	8.8	4.76
19	AGROSA 2	11/03/2008	Pozo	1.1	4	22	138	13	3	5	53	0	0.00	10.00	0.016	6.6	392	269	0.8	9.9	4.83
43	M. ESTAÑA	11/03/2008	Manantial	0.7	38	45	162	10	28	14	53	2	0.00	10.40	0.049	7.4	490	327	<0.5	3.3	5.05
45	L. PEQUEÑA	11/03/2008	Laguna	1.4	130	296	105	3	84	40	102	5	0.00	7.00	0.126	7.3	1011	753	1.5	3.3	4.99
55	F. FRANCEL	11/03/2008	Manantial	1.0	33	312	94	47	14	39	128	0	0.00	12.60	0.090	6.9	995	785	<0.5	5.5	5.13
1	FONTETA	12/03/2008	Manantial	0.6	10	26	121	6	14	4	42	0	0.00	9.80	0.020	7.4	389	261	0.5	8.8	4.56
2	A. GRANJA	12/03/2008	Pozo	2.9	34	245	176	54	22	36	126	3	0.00	36.50	0.064	7.5	906	702	1.9	7.7	4.94
6	CASA MATEU	12/03/2008	Pozo	1.8	51	54	104	76	44	8	63	1	0.00	4.60	0.139	7.5	557	415	0.6	5.5	4.62
7	P. PURROY	12/03/2008	Manantial	1.7	24	400	114	41	34	58	116	2	0.00	34.70	0.076	7.6	1027	799	2.2	7.7	5.03
14	B. ZANUY	12/03/2008	Pozo	0.6	36	290	100	41	32	47	90	3	0.00	30.60	0.126	7.7	876	674	<0.5	3.3	5.25
18	F. PURROY	12/03/2008	Manantial	0.7	6	126	149	20	9	23	65	12	0.00	9.50	0.021	7.7	532	388	0.5	4.4	5.14
20	A. NORIA	12/03/2008	Pozo	1.5	8	94	212	60	10	30	81	0	0.00	44.70	0.041	7.4	702	506	1.4	16.5	5.00
40	COMORERA	12/03/2008	Pozo	1.0	4	27	253	17	3	19	73	0	0.00	11.50	0.029	7.7	534	363	0.9	4.4	4.84
78	NACHA 2	12/03/2008	Pozo	1.3	6	360	88	22	15	44	113	1	0.00	35.50	0.083	7.6	913	707	1.5	7.7	5.23
87	J. NADAL USO	12/03/2008	Pozo	1.0	10	36	172	13	12	9	60	0	0.00	12.30	0.032	7.5	455	318	<0.5	9.9	4.91
90	J. NADAL SIN	12/03/2008	Pozo	0.6	15	80	154	45	29	16	59	3	0.00	16.00	0.044	7.6	558	391	<0.5	5.5	4.98
100	HNOS. BERGUA	12/03/2008	Pozo	0.9	46	1490	27	1	13	123	460	3	0.00	0.10	0.165	7.3	3193	2369	<0.5	1.1	3.17
106	S. ESTOPIÑÁN	12/03/2008	Sondeo	1.2	6	44	201	2	7	23	47	3	0.00	8.90	0.072	7.6	461	350	<0.5	9.9	4.82
31	F. REDONDA	13/03/2008	Manantial	0.7	4	10	176	22	3	6	62	0	0.00	8.90	0.032	7.4	450	328	0.7	16.5	4.52
32	F. OLLAS	13/03/2008	Manantial	0.7	52	90	138	19	36	12	72	2	0.00	10.20	0.060	7.6	580	429	<0.5	13.2	4.97
56	F. CANAL	13/03/2008	Manantial	1.5	11	26	269	34	10	15	86	5	0.00	11.90	0.028	7.6	619	422	0.9	12.1	4.90
108	F. PRAT	13/03/2008	Manantial	N.D	7700	920	19	24	5056	100	340	91	0.00	10.90	18.040	7.7	21746	14182	<0.5	5.5	4.36
3	A. ZANUY	14/03/2008	Manantial	1.5	150	64	164	33	110	12	66	6	0.00	12.50	0.124	7.6	934	625	2.1	7.7	4.97
66	P.F. PREALTES	14/03/2008	Pozo	1.4	5	10	206	34	6	16	58	0	0.00	12.80	0.041	7.5	510	336	0.8	17.6	4.75
81	VIDAL SIN	14/03/2008	Pozo	1.0	8	86	136	9	10	30	34	0	0.00	6.30	0.040	7.6	419	302	0.5	3.3	4.96
88	F. AUMUGA	14/03/2008	Manantial	0.9	1	28	126	9	4	9	41	0	0.00	11.80	0.020	7.6	364	240	0.7	4.4	5.03
102	F. PABLITO	14/03/2008	Manantial	0.9	12	36	130	13	8	11	46	2	0.00	11.40	0.018	7.5	420	277	0.6	9.9	5.10
111	F. CANELLES	14/03/2008	Manantial	0.9	14	43	116	23	12	15	39	0	0.00	12.60	0.021	7.7	491	319	<0.5	6.6	4.10
115	PEDRO FORT	14/03/2008	Pozo	1.5	3	10	177	21	3	10	55	0	0.00	10.80	0.028	7.5	444	365	0.7	11.0	4.78
12	MAS ROY	03/04/2008	Pozo	0.7	5	26	162	3	10	24	22	2	0.00	9.90	0.020	7.6	477	317	0.6	12.1	5.22
30	F. HUERTOS	03/04/2008	Manantial	0.7	20	229	180	30	14	65	64	2	0.00	28.20	nd	7.8	856	602	0.6	4.4	5.19
41	F. PILZAN	03/04/2008	Manantial	0.8	68	470	122	15	43	50	172	2	0.00	13.40	nd	7.6	1274	991	0.7	9.9	5.01
63	F. MOLAR	03/04/2008	Manantial	0.7	36	56	171	23	28	15	63	1	0.00	11.10	0.009	7.6	594	411	0.6	8.8	5.06
107	F. XUFRE	03/04/2008	Manantial	1.2	56	148	224	12	37	24	107	1	0.00	10.00	0.052	7.6	859	595	1.2	13.2	5.07
113	PISC. ESTOPIÑÁN	03/04/2008	Manantial	6.2	330	140	173	5	262	30	30	19	0.00	17.00	0.123	7.5	1298	864	7.1	13.2	4.68
112	F. CASERRAS	10/04/2008	Manantial	0.7	2	69	97	3	3	21	28	0	0.00	10.50	0.031	8.0	366	262	0.6	1.1	4.20
36	MANDRAULA	19/05/2008	Manantial	3.2	3	3	135	3	2	2	42	0	0.00	10.80	nd	7.7	219	180	3.5	nd	-2.40
12	DREN MAS ROY	29/05/2008	Dren	3.5	3	18	130	4	0	10	37	4	0.00	14.40	nd	7.8	258	210	3.0	nd	4.53
31	F. REDONDA	29/05/2008	Manantial	1.7	16	27	172	64	5	7	86	0	0.00	10.00	nd	7.6	495	355	1.9	nd	4.65
71	F. BOIX	29/05/2008	Manantial	1.0	6	20	212	25	4	8	77	0	0.00	10.00	nd	7.6	430	299	0.6	nd	4.82
117	F. ROCA	29/05/2008	Manantial	1.0	36	124	169	19	27	17	88	1	0.00	10.20	nd	7.6	625	421	0.6	nd	4.86
124	J. NADAL PURROY	29/05/2008	Pozo	1.0	8	60	141	36	5	9	72	0	0.00	13.90	nd	7.6	418	292	0.5	nd	4.38

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l										µS/cm		pH	CE	RS 180º	TOC	CO ₂ libre	%error
					Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	Mg	Ca	K	NH ₄	SiO ₂	Br							
1	FONTETA	01/08/2008	Manantial	0.8	20	33	202	6	15	6	75	0	0.00	10.10	0.028	7.9	453	320	0.6	7.7	4.99	
107	F. XUFRE	02/08/2008	Manantial	1.8	55	160	275	2	36	21	132	0	0.00	5.30	0.082	7.7	866	599	1.3	8.8	4.96	
43	M. ESTAÑA	05/08/2008	Manantial	1.0	41	61	179	11	28	15	66	2	0.00	10.40	0.058	7.9	514	351	<0.5	3.3	4.77	
7	P. PURROY	06/08/2008	Pozo	1.3	17	320	187	46	30	51	119	2	0.00	31.70	0.087	7.7	909	710	1.0	5.5	5.13	
18	F. PURROY	06/08/2008	Manantial	0.7	12	123	166	22	10	22	75	11	0.00	11.20	0.036	7.8	563	396	<035	3.3	5.06	
31	F. REDONDA	06/08/2008	Manantial	1.0	6	40	250	36	4	9	101	0	0.00	9.80	0.032	7.6	553	392	0.6	4.4	4.92	
44	L.GRANDE SUP SE	06/08/2008	Laguna	3.2	290	2011	100	0	192	202	576	21	0.46	4.20	0.361	7.2	4793	3666	10.2	nd	5.05	
44	L.GRANDE 11 SE	06/08/2008	Laguna	5.0	289	2004	101	0	190	202	576	20	0.69	4.60	0.361	7.3	4773	3512	9.2	nd	5.21	
44	L.GRANDE 12 SE	06/08/2008	Laguna	4.5	281	1957	116	0	186	198	563	21	0.00	7.20	0.351	7.3	4733	3551	8.1	nd	4.99	
44	L.GRANDE 16 SE	06/08/2008	Laguna	4.6	284	1977	173	12	186	199	591	20	0.00	19.80	0.366	7.3	4813	4147	7.0	nd	4.59	
44	L.PEQUEÑA SUP	06/08/2008	Laguna	2.1	117	237	116	1	84	37	77	5	0.00	12.10	0.120	7.7	926	685	2.4	nd	5.08	
45	L.PEQUEÑA 1	06/08/2008	Laguna	2.2	117	243	162	1	82	41	89	5	0.00	11.80	0.116	7.7	991	722	2.6	nd	4.96	
45	L.PEQUEÑA 2	06/08/2008	Laguna	1.9	116	240	144	1	82	41	83	5	0.00	11.80	0.113	7.7	983	718	2.3	nd	4.91	
45	L.PEQUEÑA 3	06/08/2008	Laguna	2.1	117	237	144	4	82	40	83	5	0.00	11.70	0.114	7.7	980	697	2.5	nd	4.41	
45	L.PEQUEÑA 4	06/08/2008	Laguna	1.7	118	237	139	1	82	40	82	0	0.00	11.80	0.113	5.1	958	715	2.3	nd	3.75	
45	L.PEQUEÑA 5	06/08/2008	Laguna	2.0	118	243	148	1	80	41	87	5	0.00	11.90	0.115	7.6	994	716	2.3	nd	4.30	
45	L.PEQUEÑA 6	06/08/2008	Laguna	1.4	91	241	142	2	77	36	78	5	0.00	13.30	0.113	7.6	967	689	2.2	nd	4.27	
45	L.PEQUEÑA 7	06/08/2008	Laguna	2.2	91	220	188	6	79	35	88	5	0.00	21.70	0.131	7.7	996	747	2.9	nd	5.26	
55	F. FRANCELL	06/08/2008	Manantial	1.1	18	35	253	3	12	7	92	0	0.00	14.30	0.032	7.8	563	391	<0.5	7.7	4.80	
56	F. CANAL	06/08/2008	Manantial	1.4	13	66	243	37	8	13	102	5	0.00	11.70	0.047	7.6	639	433	1.1	15.4	5.08	
71	F. BOIX	06/08/2008	Manantial	1.0	6	36	218	29	4	9	86	0	0.00	9.60	0.032	7.7	481	325	0.9	13.2	5.06	
88	F. AUMUGA	06/08/2008	Manantial	0.9	6	42	184	8	4	7	73	0	0.00	11.60	0.028	7.9	397	271	<0.5	5.5	4.96	
108	F. PRAT	06/08/2008	Manantial	N.D	7050	880	180	20	4615	100	320	88	0.00	9.60	45.610	7.8	21229	14828	<0.5	3.3	3.07	
6	CASA MATEU	01/09/2008	Pozo	1.0	52	55	134	230	19	7	150	2	0.00	8.60	0.161	7.7	845	657	<0.5	5.5	5.09	
11	JUANES	01/09/2008	Pozo	0.8	186	258	209	2	109	36	136	10	0.00	12.70	0.148	7.7	1266	883	<0.5	5.5	4.85	
20	A. NORIA	01/09/2008	Pozo	0.9	16	99	276	74	10	31	113	0	0.00	43.10	0.073	7.7	761	531	0.7	8.8	4.95	
32	F. OLLAS	01/09/2008	Manantial	0.9	49	84	231	21	32	15	99	2	0.00	10.00	0.064	7.8	692	466	<0.5	6.6	5.06	
37	DREN OLLAS	01/09/2008	Pozo	1.0	53	93	230	20	34	16	101	2	0.00	10.40	0.047	7.7	709	485	<0.5	5.5	4.91	
52	G. ROYAL	01/09/2008	Pozo	1.0	20	318	260	58	13	30	194	11	0.00	14.60	0.104	7.5	1016	985	<0.5	13.2	5.11	
54	G. FRANCELL	01/09/2008	Pozo	1.1	23	302	181	52	14	36	154	0	0.00	13.30	0.104	7.6	971	764	0.6	7.7	4.97	
56	COMORERA	01/09/2008	Pozo	1.0	6	33	275	29	4	17	91	0	0.00	11.00	0.041	7.7	548	395	0.7	9.9	4.94	
103	G. CARRETERA	01/09/2008	Pozo	0.7	29	580	103	36	36	89	140	2	0.00	18.40	0.227	7.7	1189	976	0.6	2.2	5.26	
106	S. ESTOPIÑÁN	01/09/2008	Sondeo	0.7	8	52	248	4	7	21	72	3	0.00	12.20	0.072	7.7	559	393	<0.5	12.1	4.97	
112	F. CASERRAS	01/09/2008	Manantial	0.8	4	80	131	3	3	18	51	0	0.00	10.30	0.023	7.8	378	263	0.6	3.3	4.76	
14	B. ZANUY	02/09/2008	Pozo	1.0	31	298	162	44	31	49	110	3	0.00	29.70	0.076	7.8	891	687	<0.5	4.4	5.00	
63	F. MOLAR	02/09/2008	Manantial	1.0	34	69	236	19	22	12	99	0	0.00	10.70	0.056	7.7	633	419	<0.5	6.6	4.87	
82	NACHA 1	02/09/2008	Pozo	1.0	6	278	233	25	12	38	140	1	0.00	34.40	0.038	7.7	883	666	0.6	6.6	4.90	
109	F. ARRIBA	02/09/2008	Manantial	0.7	50	94	218	15	33	14	99	0	0.00	17.10	0.082	7.8	685	458	<0.5	4.4	4.89	
41	F. PILZAN	04/09/2008	Manantial	1.0	69	540	192	13	46	51	220	2	0.00	13.50	0.280	7.7	1405	1058	0.6	5.5	4.31	
36	MANDRAULA	07/11/2008	Manantial	3.1	21	19	248	83	7	3	122	2	0.00	7.40	0.026	7.1	631	497	4.7	nd	5.01	

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l										µS/cm		pH	CE	RS 180°	TOC	CO2 libre	%error
					Cl	SO4	HCO3	NO3	Na	Mg	Ca	K	NH4	SiO2	Br							
117	F. ROCA	16/05/2009	Manantial	0.7	29	93	164	23	23	16	75	1	0.00	9.80	0.036	7.6	588	405	1.7	8.8	4.84	
124	NP NADAL	09/09/2009	Pozo	0.9	279	316	198	27	261	31	99	7	0.00	35.70	0.609	7.2	1632	1161	0.9	8.8	5.03	
130	BALSA PRAT	09/09/2009	Manantial	0.5	42	378	208	9	36	43	161	3	0.00	10.90	0.058	7.4	1052	833	1.7	7.7	5.20	
131	FD HIGUERA	09/09/2009	Manantial	1.2	236	221	266	12	189	22	129	6	0.00	6.80	0.166	7.6	1409	1032	2.0	5.5	5.14	
132	F. CRAVERA	09/09/2009	Manantial	1.4	7	65	244	1	5	18	81	1	0.00	0.20	0.019	7.6	559	391	1.8	8.8	4.80	
130	BALSA PRAT	08/10/2009	Manantial	1.1	45	391	203	9	35	47	160	3	0.00	11.80	0.059	7.8	1049	848	0.5	7.7	4.63	
131	FD HIGUERA	08/10/2009	Manantial	2.8	231	299	225	13	181	25	142	6	0.00	12.40	0.168	7.7	1402	987	0.5	15.4	3.37	
132	F. CRAVERA	08/10/2009	Manantial	2.0	5	69	302	4	5	22	99	1	0.00	15.60	0.021	7.7	567	398	0.7	24.2	5.00	
134	S3-6M	08/10/2009	Sondeo	2.7	174	1372	258	1	142	124	461	11	0.00	8.90	0.224	7.1	3555	2575	3.4	36.3	5.38	
135	S3b-10M	08/10/2009	Sondeo	1.0	42	372	339	36	34	45	208	7	0.00	10.00	0.066	7.3	1130	916	0.9	24.2	5.00	
136	S4-7M	08/10/2009	Sondeo	5.9	63	422	214	0	74	44	153	9	0.00	15.30	0.108	7.2	1135	993	53.0	69.3	4.75	
137	S6-16M	08/10/2009	Sondeo	1.0	56	185	208	36	33	29	122	2	0.00	10.70	0.080	7.4	834	625	0.9	14.3	4.85	

Punto	Muestra	Fecha	Captación	DQO	mg/l										µS/cm		pH	CE	RS 180°	TOC	CO2 libre	%error
					Cl	SO4	HCO3	NO3	Na	Mg	Ca	K	NH4	SiO2	Br							
44	LG	25/01/2010	Laguna	8.4	280	1998	126	8	226	190	570	20	0.62	4.70	0.579	7.5	4850	3698	7.4	nd	5.41	
45	LP	25/01/2010	Laguna	1.7	117	236	215	5	88	42	101	5	0.00	12.90	0.165	7.9	1023	759	2.3	nd	5.49	
133	S1-23M	25/01/2010	Sondeo	18.2	572	1606	511	2	449	87	672	6	0.00	20.20	6.554	7.0	5253	3772	40.8	82.5	4.18	
134	S3-4M	25/01/2010	Sondeo	5.1	240	1815	269	4	168	158	618	13	0.00	8.20	0.306	6.9	4343	3244	5.7	61.6	5.21	
134	S3-6M	25/01/2010	Sondeo	7.1	315	1984	360	3	186	199	681	14	0.00	8.40	0.352	6.8	4873	3439	5.7	107.8	4.91	
134	S3-12M	25/01/2010	Sondeo	7.2	342	2039	424	1	191	201	739	15	0.00	8.40	0.380	6.7	5013	3574	6.3	117.7	5.20	
135	S3B-7M	25/01/2010	Sondeo	1.4	81	690	237	14	50	65	281	8	0.00	8.50	0.153	7.0	1510	1343	2.4	37.4	5.11	
135	S3B-11M	25/01/2010	Sondeo	2.0	144	1506	340	1	117	137	529	8	1.10	24.80	0.201	6.9	3683	2683	3.5	70.4	4.85	
135	S3B-22M	25/01/2010	Sondeo	2.5	163	1647	381	1	130	152	581	9	6.20	13.80	0.251	6.9	4003	2821	4.3	81.4	5.18	
136	S4-6M	25/01/2010	Sondeo	2.5	68	443	236	2	52	49	186	7	0.00	12.60	0.420	7.1	1207	938	9.2	26.4	5.12	
136	S4-18M	25/01/2010	Sondeo	2.3	258	1776	289	1	164	161	618	10	0.00	12.20	0.335	7.2	4133	3091	4.3	58.3	5.24	
137	S6-15M	25/01/2010	Sondeo	0.7	98	319	201	8	57	40	152	2	0.00	9.50	0.150	7.4	1102	889	1.7	22.0	4.20	
137	S6-22M	25/01/2010	Sondeo	0.9	80	1300	295	1	73	101	486	2	0.00	12.40	0.109	7.1	3063	2251	1.6	45.1	4.91	
137	S6-36M	25/01/2010	Sondeo	1.4	65	1493	320	2	57	117	559	2	0.00	12.80	0.099	7.1	3353	2497	2.2	47.3	5.04	

A.2.5. Tabla de análisis isotópicos de las aguas subterráneas y lagunas

Punto	Muestra	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
85	F. FERRI	27/06/2007	-7.17	-52.07	5.29	5.56	0.40
96	BAIX MOLI	27/06/2007	-7.01	-51.64	4.44	5.55	0.41
107	F. XUFRE	27/06/2007	-7.72	-54.80	6.96	4.91	0.42
108	F. PRAT	27/06/2007	-7.58	-53.73	6.91	5.49	0.39
109	F. ARRIBA	27/06/2007	-7.41	-53.35	5.93	6.03	0.41
110	DREN KEUPER	27/06/2007	-7.72	-52.96	8.80	8.55	0.48
1	FONTETA	25/07/2007	-7.56	-52.18	8.30	7.61	0.48
7	P. PURROY	25/07/2007	-8.10	-55.49	9.31	0.46	0.29
11	JUANES	25/07/2007	-7.86	-56.08	6.80	4.87	0.40
13	F. CASTELLO	25/07/2007	-7.68	-54.01	7.43	5.78	0.41
18	F. PURROY	25/07/2007	-8.34	-57.81	8.91	6.99	0.43
42	P. AERÓDROMO	30/07/2007	-7.71	-54.15	7.53	4.20	0.39
88	F. AUMUGA	30/07/2007	-7.84	-54.79	7.93	10.97	0.55
111	F. CANELLES	30/07/2007	-7.65	-54.13	7.07	9.11	0.48
3	A. ZANUY	31/07/2007	-7.47	-52.47	7.29	7.31	0.45
6	CASA MATEU	31/07/2007	-7.14	-52.11	5.01	4.53	0.41
63	F. MOLAR	31/07/2007	-7.63	-54.08	6.96	5.59	0.43
80	F. SAGANTA	31/07/2007	-7.72	-54.80	6.96	4.91	0.42
102	F. PABLITO	31/07/2007	-7.51	-52.65	7.43	7.23	0.45
2	A. GRANJA	01/08/2007	-6.97	-51.23	4.53	9.36	0.49
14	B. ZANUY	01/08/2007	-7.32	-53.15	5.41	5.73	0.40
20	A. NORIA	01/08/2007	-6.88	-51.37	3.67	8.59	0.48
31	F. REDONDA	01/08/2007	-7.58	-53.10	7.54	4.71	0.41
32	F. OLLAS	01/08/2007	-7.65	-53.57	7.63	5.95	0.44
43	M. ESTAÑA	01/08/2007	-8.01	-55.35	8.73	7.77	0.49
44	L. GRANDE	01/08/2007	4.39	5.34	-29.79	5.73	0.44
45	L. PEQUEÑA	01/08/2007	-1.00	-23.65	-15.69	7.39	0.48
55	F. FRANCELL	01/08/2007	-7.55	-54.31	6.09	5.56	0.42
56	F. CANAL	01/08/2007	-7.42	-51.87	7.49	4.87	0.42
71	F. BOIX	01/08/2007	-7.41	-53.46	5.82	5.30	0.41
112	F. CASERRAS	01/08/2007	-8.10	-55.11	9.69	7.89	0.45
19	AGROSA 1	02/08/2007	-7.75	-56.13	5.87	4.79	0.38
40	COMORERA	02/08/2007	-7.74	-54.89	7.03	2.77	0.36
41	F. PILZAN	02/08/2007	-7.57	-54.51	6.05	5.93	0.44
64	B. CAMPORRELLS	02/08/2007	-7.06	-51.10	5.38	5.56	0.42
87	J. NADAL USO	02/08/2007	-7.95	-55.81	7.79	5.60	0.43
70	V. SOLANO	04/09/2007	-7.39	-52.40	6.72	2.28	0.33
78	NACHA 2	04/09/2007	-7.44	-51.99	7.53	2.03	0.31
79	J. CHESE	04/09/2007	-7.68	-53.90	7.54	2.70	0.32
82	NACHA 1	04/09/2007	-7.27	-52.74	5.42	1.96	0.32
90	J. NADAL SIN	04/09/2007	-7.95	-55.81	7.79	5.60	0.43
92	N. ABILLA	04/09/2007	-7.76	-55.27	6.81	2.02	0.32
95	R. CASTELLS	04/09/2007	-7.28	-52.41	5.83	5.48	0.42
100	HNOS. BERGUA	04/09/2007	-7.52	-53.50	6.66	0.34	0.28
52	G. ROYAL	05/09/2007	-7.45	-53.27	6.33	5.19	0.38
54	G. FRANCELL	05/09/2007	-7.84	-55.12	7.60	7.33	0.47
75	ABTO. ESTOPIÑAN	05/09/2007	-7.35	-51.39	7.41	4.63	0.41
81	VIDAL SIN	05/09/2007	-6.64	-47.93	5.19	6.49	0.41
89	VIDAL USO	05/09/2007	-6.90	-49.87	5.33	10.63	0.55
103	G. CARRETERA	05/09/2007	-7.74	-55.29	6.63	1.00	0.28
106	S. ESTOPIÑAN	27/09/2007	-7.38	-53.27	5.77		
19	AGROSA 2	11/03/2008	-7.91	-53.34	9.94		
43	M. ESTAÑA	11/03/2008	-8.03	-54.11	10.13		
45	L. PEQUEÑA	11/03/2008	-0.84	-21.28	-14.56		
55	F. FRANCELL	11/03/2008	-7.55	-51.28	9.12		

Punto	Muestra	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
1	FONTETA	12/03/2008	-7.85	-53.70	9.10		
2	A. GRANJA	12/03/2008	-7.02	-49.22	6.94		
6	CASA MATEU	12/03/2008	-7.38	-52.09	6.95		
7	P. PURROY	12/03/2008	-8.05	-54.00	10.40		
14	B. ZANUY	12/03/2008	-6.87	-49.18	5.78		
18	F. PURROY	12/03/2008	-8.01	-55.75	8.33		
20	A. NORIA	12/03/2008	-6.87	-49.18	5.78		
40	COMORERA	12/03/2008	-7.87	-54.06	8.90		
78	NACHA 2	12/03/2008	-7.09	-49.09	7.63	5.07	0.41
87	J. NADAL USO	12/03/2008	-7.95	-54.17	9.43	6.13	0.44
90	J. NADAL SIN	12/03/2008	-7.50	-52.10	7.90	8.53	0.5
100	HNOS. BERGUA	12/03/2008	-7.55	-51.32	9.08	0.76	0.28
106	S. ESTOPIÑÁN	12/03/2008	-7.64	-54.95	6.17		
31	F. REDONDA	13/03/2008	-7.59	-52.16	8.56	5.21	0.42
32	F. OLLAS	13/03/2008	-7.66	-52.29	8.99	6.27	0.44
56	F. CANAL	13/03/2008	-7.43	-51.76	7.68	5.24	0.42
108	F. PRAT	13/03/2008	-7.57	-51.22	9.34	6.43	0.45
3	A. ZANUY	14/03/2008	-7.13	-50.47	6.57	6.80	0.42
66	P.F. PREALTES	14/03/2008	-7.48	-52.33	7.51	3.45	0.37
81	VIDAL SIN	14/03/2008	-6.65	-46.71	6.49	10.34	0.5
88	F. AUMUGA	14/03/2008	-7.84	-54.03	8.69	9.32	0.48
102	F. PABLITO	14/03/2008	-7.66	-52.29	8.99	7.07	0.43
111	F. CANELLES	14/03/2008	-7.67	-52.66	8.70	7.56	0.44
115	PEDRO FORT	14/03/2008	-7.57	-52.28	8.28	5.01	0.38
12	MAS ROY	03/04/2008	-8.18	-55.06	10.38	5.24	0.43
30	F. HUERTOS	03/04/2008	-7.77	-53.40	8.76		
41	F. PILZAN	03/04/2008	-7.72	-53.55	8.21	5.73	0.45
63	F. MOLAR	03/04/2008	-7.59	-52.12	8.60	5.47	0.39
107	F. XUFRE	03/04/2008	-7.26	-50.67	7.41	5.24	0.38
113	PISC. ESTOPIÑÁN	03/04/2008	1.23	-12.76	-22.60		
112	F. CASERRAS	10/04/2008	-8.04	-54.13	10.19	7.64	0.51
36	MANDRAULA	19/05/2008	-6.54	-45.79	6.53		
12	DREN MAS ROY	29/05/2008	-6.75	-43.14	10.86		
31	F. REDONDA	29/05/2008	-7.08	-49.69	6.95		
71	F. BOIX	29/05/2008	-7.20	-51.05	6.55		
117	F. ROCA	29/05/2008	-7.29	-51.88	6.44		
43	M. ESTAÑA	05/08/2008	-8.07	-54.20	10.36	8.43	0.49
7	P. PURROY	06/08/2008	-8.19	-55.42	10.10	0.7	0.28
18	F. PURROY	06/08/2008	-8.39	-56.73	10.39	6.84	0.42
31	F. REDONDA	06/08/2008	-7.45	-51.24	8.36	5.17	0.38
55	F. FRANCELL	06/08/2008	-7.78	-51.89	10.35	5.44	0.42
56	F. CANAL	06/08/2008	-7.36	-50.36	8.52	5.04	0.37
71	F. BOIX	06/08/2008	-7.51	-51.67	8.41	5	0.41
88	F. AUMUGA	06/08/2008	-7.87	-53.24	9.72	10.07	0.49
108	F. PRAT	06/08/2008	-7.63	-51.72	9.32	5.48	0.39
1	FONTETA	01/09/2008	-7.74	-51.99	9.93	7.23	0.47
6	CASA MATEU	01/09/2008	-7.01	-48.11	7.97	4.72	0.4
11	JUANES	01/09/2008	-7.83	-54.38	8.26	3.77	0.37
20	A. NORIA	01/09/2008	-7.00	-49.33	6.67	7.84	0.48
32	F. OLLAS	01/09/2008	-7.60	-52.47	8.33	5.14	0.37
40	COMORERA	01/09/2008	-7.78	-52.72	9.52	3.26	0.36
42	P. AERÓDROMO	01/09/2008	-7.69	-53.15	8.37	3.8	0.35
52	G. ROYAL	01/09/2008	-7.50	-51.81	8.19	5.14	0.41
54	G. FRANCELL	01/09/2008	-7.85	-53.53	9.27	8.15	0.48
103	G. CARRETERA	01/09/2008	-7.76	-53.54	8.54	2.2	0.33

Punto	Muestra	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\sigma^3\text{H}$
106	S. ESTOPIÑAN	01/09/2008	-7.69	-54.55	6.97	0.27	0.24
112	F. CASERRAS	01/09/2008	-8.02	-54.56	9.60	6.97	0.42
14	B. ZANUY	02/09/2008	-7.47	-51.68	8.08	7.04	0.46
63	F. MOLAR	02/09/2008	-7.64	-52.91	8.21	5.72	0.39
78	NACHA 2	02/09/2008	-7.19	-49.66	7.86	5.58	0.39
107	F. XUFRE	02/09/2008	-7.32	-51.88	6.68	5.01	0.37
41	F. PILZAN	04/09/2008	-7.67	-53.10	8.26	6.07	0.4
36	MANDRAULA	07/11/2008	1.070	-45.91	-54.47		
44	LG	25/01/2010	4.08	4.72	-27.92		
45	LP	25/01/2010	-1.91	-26.34	-11.06		
133	S1-23M	25/01/2010	-4.76	-38.84	-0.76	5.35	0.4
134	S3-4M	25/01/2010	-0.90	-19.54	-12.34		
134	S3-6M	25/01/2010	0.78	-11.10	-17.34	5.17	0.4
134	S3-12M	25/01/2010	1.77	-5.38	-19.54		
135	S3B-7M	25/01/2010	-5.55	-41.23	3.17		
135	S3B-11M	25/01/2010	-3.98	-33.35	-1.51		
135	S3B-22M	25/01/2010	-3.90	-33.75	-2.55	4.05	0.37
136	S4-6M	25/01/2010	-3.48	-32.63	-4.79		
136	S4-18M	25/01/2010	1.42	-8.16	-19.52	4.33	0.38
137	S6-15M	25/01/2010	-3.68	-33.82	-4.38		
137	S6-22M	25/01/2010	-7.19	-49.62	7.90	5.02	0.39
137	S6-36M	25/01/2010	-7.30	-50.42	7.98		

ANEJO A.3. FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LAS LAGUNAS DE ESTAÑA

A.3.1. Testificación geológica de los sondeos

A.3.2. Testificación geofísica de los sondeos

A.3.1. Testificación geológica de los sondeos

SONDEO S1

de	a (m)	Descripción litológica
0	1.6	Suelo vegetal, relleno Cuaternario. Fragmentos de carbonato con limo y arcilla roja.
1.6	2.4	Dolomias tableadas gris oscuro en corte fresco con patinas rojizas. No se observa recristalización ni porosidad secundaria.
2.4	9.6	Calizas-dolomíticas recristalizadas con porosidad secundaria que aumenta hacia base. Tramo mas fracturado con tamaño de canto cm a partir de los 8.40 m.
9.6	12.6	Similar al tramo anterior pero con tamaño de canto dm.
12.6	17.55	Dolomias muy fracturadas tamaño de canto cm con algun resto de limo amarillo-rojizo que parece indicar relleno de cavidad. De micritica a laminada no recristalizada ni porosidad secundaria.
17.55	20.4	Similar al tramo 9.60.
20.4	21.6	Similar al tramo 12.60 pero con fragmentos algo mayores, mas laminada y patinas rojizas.
21.6	24.9	Dolomias grises oscuras micriticas en fragmentos grandes dm con matriz limosa carbonatada poco recristalizados. Algun tramo con mas limo.
24.9	26.4	Dolomia gris oscuro en corte fresco, micritica en fragmento dm a cm sin matriz, no recristalizada, no alterada y sin porosidad secundaria.
26.4	27.6	Limos y margas carbonatadas con fragmentos carbonatos.
27.6	28.4	Predominan limos con escasos fragmentos de carbonatos.
28.4	28.8	Dolomias micriticas masivas gris oscuro, sin porosidad secundaria ni recristalización.
28.8	29.4	Dolomias masivas micriticas gris oscuro con fracturillas, poca porosidad, sin recristalización.
29.4	30	Fragmentos de carbonato con margas. Algun tramo mas laminado y color ocre.
30	30.8	Arcillas carbonatadas pardo-gris con fragmentos de carbonato.
30.8	31.8	Similar al tramo anterior pero mas fragmentado y con mas fragmento de carbonato.
31.8	33	Dolomias masivas anaranjadas muy recristalizado a favor de grietas y fracturas abiertas rellenos de calcita. Hacia base mas fracturado.
33	33.6	Similar la tramo 30 pero blanco.
33.6	36	Dolomias sacaroideas color blanco anaranjado de grano fino a medio, masivo, abundantes fracturas con mucha porosidad secundaria, tapizado de cristales de calcita y patinas anaranjadas. Zonas intercaladas margosas paradas que parecen rellenos de cavidad.
36	42.3	Dolomia micritica gris claro con fracturas cerradas y algo de porosidad secundaria. No se observa recristalización. Bastante masivo y buena recuperacion de testigo. Se observan
42.3	43.6	Dolomias muy porosas con aspecto carniolar pardo, muy alteradas que se destrozan con la mano. Karstificación con restos de relleno, fracturas rellenas de calcita, costras carbonatadas, porosidad secundaria muy desarrollada y cubierta por patinas rojizas.
43.6	43.65	Contacto por fracturación entre Muschelkalk carbonatado y evaporitas-arcillas Triásicas. Fragmentos de Carbonato en restos de arcillas, pero todo muy machacado y fragmentado.
43.65	44.2	Arcillas negras que puede ser por reducción y acumulacion de materia organica.
44.2	45.6	Arcillas versicolores (negro-rojo-marron) con nodulos de yeso de pequeño tamaño. Muy compacto.
45.6	47.4	Arcillas similares a las anteriores pero con nodlos de yeso cada vez más grandes.
47.4	48	Alternancia de nodulos de yeso y arcilla roja. Yesos laminares y nodulosos muy compactos. Tramo de color más claro.
48	51.6	Lutitas rojo-negro-marron con yeso. Aumenta el contenido en yeso hacia base.
51.6	52.8	Yeso gris-blanco masivo muy duro con textura alabastrina.
52.8	57.8	Lutitas versicolores rojizas con intercalaciones de yeso nodular. Tramos con diferentes tamaños de nódulo.
57.6	60	Similar a los tramos anteriores, alternancia de zonas con mas y menos yeso y en algunos caso yeso laminar.
60	60.6	Yeso con intercalaciones de lutitas de colores muy claros.
60.6	63	Similar al tranmo 57.6 pero de colores más oscuros.
63	67	Yeso laminar y nodular que podría tener mucho buzamiento.
67	69	Lutitas marron oscuro a rojizo con nodulos cm-mm de yeso (poco yeso)
69	72	Lutita marron oscuro a rojizo con algo de yeso masivo.
72	76.8	Lutitas versicolores con yeso.
76.8	77.1	Yeso con lutitas versicolores (rojo-negro)
77.1	79.2	Lutitas versicolores cib yeso nodular naranja claro (bastante yeso).

79.2	82.2	Lutitas versicolores con algo de yeso oscuro de naranja a rojo.
82.2	83.2	Yesos masivos blancos algo porosos y con algo de arcilla negro-maroon.
83.2	84	Lutitas oscuras con algo de yeso masivo
84	86.4	Lutitas oscuras con yeso laminado a noduloso
86.4	88.6	Yeso laminar y masivo con escasa lutita
88.6	90	Lutitas rojas-marrones oscuro muy plasticas con poco yeso
90	90.8	No hay muestra se lava el material
90.8	95.4	Similar a 88.60
95.4	99	similar al tramo anterior pero con mas yeso
99	102.6	similar al tramo anterior con yeso nodular
102.6	111	Lutitas marrones con yeso nodular
111	115.8	Lavado
115.8	117	Lutita roja-anaranjada con yeso nodular
117	117.6	yesos laminados
117.6	120	Lutita oscura con yeso nodular
120	122.4	Lutita roja a negra con yeso nodular de tamaño cm a dm con disminucion de tamaño hacia base. Alguna lamina de yeso.
122.4	123	Lutita marron oscuro con algo de yeso.
123	129	Lutita marron oscuro con mayor contenido en yeso nodular de tamaño dm.
129	132	Tramos de yeso masivo y laminado con intercalacion de lutitas oscuras.
132	142.4	Las lutitas de hacen mas negras y con algun nodule de yeso.
142.4	144	Yesos anaranjados bastante laminados, convolucionados con alguna intercalación de lutitas grises.

SONDEO S3

de	a (m)	Descripción litológica
0	0.65	Calizas del Muschelkalk muy fracturadas, mezcladas con suelo vegetal probablemente cuaternario. Lo consideramos cuaternario aunque lo mas probable es que sea Muschelkalk alterado. Seco.
0.65	1.55	Calizas dolomíticas recristalizadas de color ocre alternando con calizas laminadas, todo ello intensamente fracturado.
1.55	1.8	Tramo de litología similar al anterior mas compacto, menos fracturado, mas masivo.
1.8	2.4	Carbonatos grises, mas fracturados originalmente seguramente calizas laminadas del Muschelkalk. Gris pardo en corte fresco, algo recristalizado a dolomita.
2.4	2.9	Similar al tramo anterior, gris, mas compactas, se ve laminacion. Alguna fractura que puede correspondera diaclasado y posible circulacion de agua. Patinas rojizas-naranja. Se ve crecimiento de cristales.
2.9	3.25	Calizas dolomíticas fracturadas gris-ocre.
3.25	4.2	Tramo de aspecto margoso con matriz de carbonatada margosa ocre, con fragmentos sueltos de carbonato. ¿Tramo alterado cuaternario o Muschelkalk por circulacion de agua? ¿Relleno de cavidad? No se ven patinas naranjas, no hay evidencias de karstificacion.
4.2	4.8	Caliza micritica tonos grises, fracturada, algo laminada y karstificada. Superficies amarillentas, oquedades en algunos fragmentos recristalizados. Poros intercrystalinos. Parece porosidad y recristalizacion tipica de dolomia brechoide.
4.8	5.7	Tramo muy fragmenatdo de calizas doliomíticas gris oscuro, con fragmentos de facies laminadas. Completamente recristalizado en corte fresco. Parece dolomita esparitica, facies micritica recristalizada. Posible bioturbacion antes de recristalizar.
5.7	6.48	Tramo de calizas gris-pardo amarillentas muy recristalizadas (dolomita) con proso de gran tamaño y cristales fino-medio varios mm. Indica karstificacion con patinas rojizas.
6.48	7.2	Contacto Muschelkalk carbonatado-evaporitas y arcillas Triásicas. No aparece lutita en sentido estricto, son lutitas limoniticas color pardo amarillento-verdoso que parece indicar reducción de Fe tipico de facies lagunar. Fragmentos de carbonatos incluidos.
7.2	8.2	Lutitas limoniticas pardo amarillentas mas masivo, probablenete por tener menos inclusiones de carbonatos.
8.2	10.55	Lutitas marrones-rojizas con fragmentos de carbonatos ocasionales. Aspecto muy plastico y masivo. Algun fragmento de carbonato hasta 3 cm. En los 8.60 m con karstificacion y tonos naranjas, recristalizado.
10.55	11.18	Arcillas compactas de tono marron mas claro pero igual litologia.
11.18	11.4	Tramo de lutitas marrones-ocre-blanquecinas con fragmentos carbonatados (dolomita) muy recristalizados. Menos compacto, plastico, parece tener menor contenido en agua.
11.4	12	Tramo de lutitas marrones-ocre-blanquecinas con fragmentos carbonatados (dolomita) muy recristalizados masivo.
12	15	Lutitas ocre-pardo marron algo rojizas hacia base con caracteristicas similares a las anteriores.

SONDEO S3b

de	a (m)	Descripción litológica
0	0.15	Suelo vegetal arenoso-limoso con fragmentos carbonatados, tonos marrones. Cuaternario.
0.15	2.4	Carbonatos grises con patinas rojizas, micrita en zona no alterada pero con zonas de recristalización (dolomita). Muy alterado. Posibles microfósiles. Fractura concoide. Hacia base, tramo 35 cm tamaño muestra dm pero misma litología.
2.4	3	Tramo muy fracturado de carbonatos, mala recuperación de testigo. Fragmentos reconocibles son calizas grises con patinas rojizas y mucha porosidad secundaria.
3	3.7	Tramo muy fracturado pero mayor tamaño de cantos, varios cm. Micriticas sin patinas naranjas, menos alterado, gris oscuro, corte típico Muschelkalk.
3.7	5.5	Tramo muy fracturado con cantos de tamaño dm y mas alterados.
5.5	5.8	Carbonatos grises a veces muy recristalizados y signos de karstificación.
5.8	6.9	Carbonatos fracturados con tamaño de canto de dm (mayor), calizas grises micriticas con patinas rojizas ocasionales. Todo triturado, no se ven fracturas.
6.9	7.2	Margas arcillosa amarillentas con fragmentos de calizas micriticas.
7.2	7.4	Caliza masiva gris oscura con patinas naranjas.
7.4	8.25	Margas arcillosas ocre-anaranjadas muy plasticas con bastantes fragmentos de carbonato tamaño mm-cm. Posible rellenos de cavidad karstica.
8.25	8.84	Calizas laminados con matriz arcilloso-margosa (puede corresponder a una alternancia). Gris-blanca a ocre amarillenta.
8.84	9.6	Calizas masiva con fracturación muy duro, poco alterada, poca recristalización, gris oscuro, fractura concoide. En algunos casos se observa cierta laminación. Las fracturas pueden corresponder a diaclasado. No se observa porosidad secundaria.
9.6	10.8	Calizas grises masivas algo recristalizadas, probablemente micrita con fracturas correspondientes a diaclasas que presentan patinas rojizas-amarillentas. Fragmentos con abundante porosidad secundaria.
10.8	11	Litología similar a la anterior pero muy fracturada.
11	13	Igual que 9.60-10.80, mas diaclasado, 2 generaciones que se cruzan y algo mas alterado en superficie pero no en corte fresco. Algo de recristalización de la matriz micritica.
13	13.2	Margas arcillosas pardo ocre con fragmentos de carbonato.
13.2	13.5	Calizas fracturadas gris-ocre micriticas con patinas rojizas y algo de recristalización.
13.5	14.4	Cantos de carbonatos micritico gris oscuro tamaño cm en matriz arcilloso margosa ocre, algo plastica. ¿Relleno o tramo mas arcilloso?
14.4	16.2	Tramo muy fracturado carbonatado tamaño mm con algun fragmento cm. Calizas micriticas gris-ocre, a veces con patinas rojizas, algo recristalizadas. Algo de matriz carbonatada. Aspecto "grava" muy fina.
16.2	16.8	Calizas muy fracturadas tamaño de canto cm y ms homogéneo, color gris ocre a gris oscuro en corte fresco, algo fracturado y ocasionales patinas naranjas en las fracturas. Aparece algun canto de mayor tamaño dm hacia la parte inferior.
16.8	18.9	Calizas masivas fracturadas color gris-blanco, testigo tamaño cm-dm escasamente alterado ni recristalizado.
18.9	19.2	Marga ocre-pardo con fragmentos de carbonato. Testigo completo masivo.
19.2	19.55	Similar al tramo anterior pero tonos mas ocre.
19.55	20.15	Calizas gris oscuro algo rojizas de tamaño de canto cm con matriz margosa ocre.
20.15	21	Lutita anaranjada muy plastica con fragmentos de carbonato mm a cm.
21	21.8	Caliza blanca muy alterada, pulverulenta, oquerosa, tobacea, posible relleno tobaceo de cavidad.
21.8	22.8	Calizas grises muy fracturadas en matriz margosa ocre anaranjada. Patinas rojizas algo alteradas. Corte fresco no tobacea, aspecto masivo a laminar.
22.8	24	Intercalación de tramo tipo 21-21.80 con cantos de carbonatos oscuros masivos micriticos. NOTA: Zona laterada in situ de las calizas con posibles deslizamientos internos y tectonizado. Fracturada.
24.6	25.2	Similar al tramo anterior pero matriz mas arcilloso con tamaño de grano menor marron-ocre.
25.2	25.8	Fragmentos de carbonato cm, material suelto de color gris pardo sin matriz. Poco alterado.
25.8	27	Igual que tramo 21 a 21.80. Matriz margosa.
27	28.2	Margas ocre plasticas con fragmentos de carbonato cm color gris a gris oscuro, parecen fragmentos laminados.
28.2	29.4	Igual que el tramo "tobaceo" con abundante porosidad secundaria y muy alterado.
29.4	29.8	Lutitas margosas ocre con fragmentos de calizas negras laminadas micriticas.

29.8	30	Caliza masivas micritica gris oscura.
30	30.6	Similar al tramo 29.40-29.80 tamaño canto cm, con tramos calcareos de espesor cm. Gris oscuro micritico.
30.6	34.8	Similar al tramo 28.20-29.40 con bastante porosidad secundaria, abundantes patinas rojizas, menos "tobacea" que los otros tramos y cm caliza mas micritica algo recristalizada, algun canto con laminacion, calizas muy alteradas con algunas patinas naranjas. NOTA: Karstificacion muy clara y posible tectonizacion.
34.8	35.4	Tramo de carbonatos con algo de marga ocre. Fragmentos carbonatados muy pequeños a veces laminares y negros. Aspecto "gravilla".
35.4	37.2	Similar al tramo 30.60. Carbonatos gris-blanco, con porosidad secundaria, posible dolomita, muy alterada tipo caliche.
37.2	37.8	Caliza micritica muy fracturada tamaño cantos cm, gris oscuro en corte fresco en matriz margosa blanquecina.
37.8	38.5	Carbonatos muy fracturados, tamaño de canto muy pequeño (tipo gravilla), posiblemente por facies laminadas fracturadas, gris oscuro, micritica y algun canto cm. Poca matriz.
38.5	39	Marga arcillosa plastica, gris con abundante fragmentos de carbonato pequeños similares al tramo anterior.
39	40	Similar tramo 35.40.
40	40.8	Parece "Harina de falla". Tramo muy fracturado con tamaño de canto muy fino, gris claro, poca matriz (tipo "gravilla")
40.8	42.6	Matriz arcilloso margosa plastica color gris-blanco con cantos carbonatados gris tamaño cm a veces con patinas rojizas.
42.6	44.05	Igual al tramo 35.40 pero mas masivo.
44.05	44.4	Tramos similar pero mas fracturado con cantos tamaño cm.
4.4	44.6	Tramo de carbonatos masivos, muy compactos.
44.6	44.8	Carbonatos fracturados con cantos tamaño cm.
44.8	45.7	Tramo de carbonatos masivos, muy compactos.
45.7	46.1	Carbonatos fracturados color blanquecino con porosidad secundaria, alterado, aspecto masa blanca.
46.8	47.6	Carbonatos muy fracturados tamaño cm a dm, gris oscuro micritico con patinas naranjas. Poco recristalizado y escasa matriz.
47.6	48.6	Similar al tramo anterior pero con mayor tamaño de canto.
48.6	49.2	Marga arcillosa plastica, gris con abundante fragmentos de carbonato pequeños gris oscuro posiblemente laminado. Alguno de tamaño cm.

SONDEO S4

de	a (m)	Descripción litológica
0	0.25	Suelo vegetal, limos arcillosos con restos vegetales y trzos de caliza.
0.25	1.75	Calizas micriticas posiblemente dolomitizadas muy recristalizadas, alterado, con patinas rojizas, porosidad secundaria, relleno hidroxidos y frecuentes vetas calizas. Gris oscuro en corte fresco, blanco alterado en superficie. Material suelto fragmnetado.
1.75	4.2	Lo mismo pero masivo. Oquedades, porosidad secundaria. Karstificado pero no parece que haya circulación de agua, porosidad no conectada. Gris oscuro y recristalizado.
4.2	5.25	Tramo con fracturas abiertas, aspecto carniolar (indicacion de que se pierde el agua a 4.50m) por lo que hay karstificacion con circulacion de agua. Patinas naranjas, fuerte recristalización practicamente en todo. Porosidad secundaria importante.
5.25	6.5	Lo mismo pero muy fracturad, material suelto de tamaño cm-dm. Fragmentos aspecto carniolar, calizas gris oscuro en corte fresco, muy recristalizadas, fragmentos con patinas rojas, dolomitizado. Aspecto tobaceo muy alterado, caliches que indican circulacion de agua, fractiras que oarecen diaclasas abiertas. Tan alterado que parece arenoso.
6.5	8.25	Vuelve a ser masivo. Calizas oquerosas muy recristalizadas, tipo carniolar, fracturas que parecen diaclasas conjugadas de ams de 60° una respecto a otra (pero como esra rotado no esta claro).
8.25	9.5	Fragmentos de caliza en matriz margosa rosacea, muy cementada (aspecto relleno de caviadd). Fragmentos similares a los tramos anteriores, muy alterado.
9.5	10.8	Tramo calcareo con cristales de dolomita. Tonos rojizos. Tamaño de grano indicaria dolomita. Masivo blanco en superficie. Poca porosidad, solo pequeños poros intercristalinos. Porosidad secundaria parcialmente rellena. Gris oscuro con patinas rojas en corte fresco.
10.8	12.3	Porosidad secundaria abierta, aveces parcialmente tapizada por cristales. Recristalizacion importante. Frecuentes patinas rojizas. Aspecto brechoide casi carniolar.
12.3	13.8	Lo mismo pero muy fracturado, en aparciencia a favor de diaclasas.
13.8	15.2	Tramo mas masivo con menor porosidad (mo tramo 10.80-12.30). Caliza de color gris oscura con bastantes cristales de aspecto romboidal.
15.2	16.8	Tramo muy fracturado con abundantes fragmentos en matriz carbonatada masiva. Muy alterada. Fragmentos calcareos de tamaño cm gris oscuro muy brechificado y alterado. Costra carbonatada.
16.8	17.4	Fragmentos calizps oquerosos blancos-gris. Superficie no abierta. Fragmentos redondeados como pulidos, patinas naranjas en superficie.
17.4	19.7	Se lava el material. Posible cavidad.
19.7	21.6	Vuelve a ser como el tramo 16.80, con intercalaciones de materiales carbonatados en matriz margosa brechificada, muy alterada y masivo entre 20.80-21.30.
21.6	22	Cantos con brechas angulosas cm, gris oscuro. Material suelto sin matriz. As micritico (casi no recristalizado). Recuperacion 50%.
22	22.2	Tramo masivo oqueroso aspecto carniolar blanco.
22.2	24.9	Vuelve a ser iagul que tramo 21.60. Algun clasto algo mas recristalizado, fragmentos con porosidad secundaria de pequeño tamaño. Aqlguna patina naranja. Muy fracturado.
24.9	28.4	Cantos carbonatados recristalizados gris oscuro tamaño am micriticas a casi completamente recristalizados. Diferencia con tramo anterior es matriz barro carbonatado-margoso probablemente del lavado de polvo del material suelto de la perforación. Muy alterado.
28.4	28.9	tramo masivo pero similares características al anterior. Posible zona de fractura.
28.9	30.2	Tramo margosos-arcillosos muy compacto y aspecto plastico. Algun fragmento carbonatado. Color ocre. Contacto M-K probablemente por fractura (falla normal). Mezcla de carbonatos-arcillas. Hacia base desaparecen los cantos carbonatados y solo matriz margoso-arcillosa.
30.2	33.6	Aparcen los materiales evaporítico-arcillosos Triásicos. Lutitas margas color ocre-anaranjado con alguna intercalacion de carbonato (raro). Recristalizacion de yeso a favor de las fracturas en las intercalaciones con carbonatos. Superficie de friccion "Sliken slide" color negro, deslizamiento sometdo a esfuerzo. Aspecto masivo.
33.6	35.5	Lutitas margosas color gris ocre, masivo y mas plastico. En corte tonos verdes y blancos.


SONDEO S5

de	a (m)	Descripción litológica
0	0.4	Suelo vegetal, limos con fragmentos de carbonato y restos vegetales.
0.4	2.4	Carbonatos micriticos finamente laminados (aspecto lajoso), tamaño cm a dm, color gris oscuro algo enrojecido en superficie, con posible laminacion algal.
2.4	3	Tramo similar pero con mayor tamaño de los fragmentos y algo recristalizado que afecta a la laminas. Color ocre.
3	7	Pequeños fragmentos de laminas muy finas, fracturadas en tamaños mm-cm, gris oscuro a negro, da aspecto arenosos-gravosos. Algo de matriz margosa probablenete por agua de perforacion y espesante.
7	7.8	Tramo mas margosos
7.8	10.3	Similar al tramo 3 m.
10.3	11.4	Bolos carbonatados micriticos, gris oscuro, tamaño cm con matriz margosa, no se observa laminacion.
11.4	12	Pequeños fragmentos de laminas muy finas, fracturadas en tamaños mm-cm, gris oscuro a negro, da aspecto arenosos-gravosos probablemente inducido por perforacion muy vertical. Algo de matriz margosa probablenete por agua de perforacion y espesante.
12	13.2	Calizas muy fracturadas tamaño cm con matriz carbonatada y algo margosa gris a gris oscuro, parece que lleva consolidante y queda masivo. Algun fragmento laminado a micritico.
13.2	14.4	Similar al tramo 11.40 pero con fragmentos e micriticos a laminados.
14.4	19.2	Fragmentos de carbonato cm a dm de calizas laminadas en matriz muy masiva parece afectado por espesante.
19.2	21.6	Similar al tramo anterior pero mas finamente laminado y aspecto mas suelto.
21.6	24.6	Fragmentos de carbonato cm a dm de calizas laminadas en matriz margosa color gris oscuro con alguna zona mas machacada tamaño mm.
24.6	25.8	Tramo de características similares al anterior color negro con fragmentos laminados en matriz tamaño arena carbonatada.
25.8	26.4	Tramo de aspecto plastico con fragmentos de calizas laminadas de tamaño mm a cm negros en matriz de aspecto arena carbonatada. Aspecto general masivo.
26.4	27	Cantos carbonatados tamaño cm-mm laminados en matriz margosa carbonatada color ocre-blanco aspecto masivo.
27	28	Carbonatos finamente laminados, muy machacados a tamaño arena negra gruesa (mm).
28	28.2	Intercalacion de características similares al tramo anterior con cantos de mayor tamaño.
28.2	30.6	Otra vez "arenas" negras con fragmentos de caliza hasta cm.
30.6	31.8	Similar al tramo anterior pero gris claro.
31.8	33	Similar al tramo 28.20, hacia base fragmentos sueltos de carbonato de mayor tamaño posiblemente porque maniobra se atasca y pueden haber caído de tramos superiores.

SONDEO S6

de	a (m)	Descripción litológica
0	0.6	Dolomias alteradas y fracturadas, grises con algo de relleno cuaternario.
0.6	1.5	Dolomias oquerosas gris oscuro con frecuente porosidad secundaria, fracturas abiertas, aspecto masivo. Rellenos de arcillas y cosatras carbonatadas aspecto carniolar. Karstificación con relleno de arcillas.
1.5	2.4	Limos rojizos a marrones con fragmentos de dolomia gris oscuro a blanco en corte fresco, patinas rojizas, grano fino. Posible fractura rellena (cavidad karstica).
2.4	6.35	Dolomia recristalizada gris oscuro, tamaño grano fino-medio, muy fracturadas tamaño dm, con algo de matriz arcillosa. Patinas de alteracion rojizas y costra caliza. Porosidad secundaria menor tamaño que tramo anterior (karstificacion).
6.35	12	Similar al tramo anterior pero con fragmentos de cm a dm, con restos de polvo carbonatado (costra calcarea). Al comenzar el tramo relleno carbonatado cementado con cantos carbonatados.
12	14.6	Tramo dolomítico rojizo de aspecto carniolar. Gran porosidad secundaria abierta, y gran tamaño de cristales de recristalizacion con restos de material arcilloso. Patinas naranjas (karstificacion). Posible relleno de cavidad.
14.6	15	Tramo de dolomia masiva con porosidad secundaria de gran tamaño.
15	17.4	Similar al tramo 12-14.60 algo mas fracturado y tamaño de grano medio a grueso.
17.4	22.2	Similar al tramo 2.40, pero con mayor desarrollo de porosidad secundaria.
22.2	24.6	Tramo carbonatado dolomítico micritico masivo gris oscuro con cantos de tamaño dm, poca porosidad secundaria, no se observa recristalizacion.
24.6	28.8	Tramo carbonatado dolomítico micritico fracturado y recristalizacion a favor de las fracturas, tamaño de grano medio-grueso con porosidad secundaria importante pero no llega a ser carniolar.
28.8	29.6	Limos arcillosos amarillo-naranja cn fragmentos de dolomia (relleno karstico).
29.6	34.2	Similar al tramo 24.60 pero en algunas zonas gra porosidad abierta aunque en general masivo con pequeños poros. Con recristalizacion a favor de las fracturas.
34.2	35.1	Zona de transición Muschelkalk carbonatado-arcillas y evaporitas Triásico. Posible zona de fractura con fragmentos de dolomia, similares a los tramos anteriores pero en matriz arcillosa amarillenta.
35.1	40	Arcillas marrones-amarillentas de plasticidad media algo lomosadas con fragmento de carbonatos.

A.3.2. Testificación geofísica de los sondeos





GOBIERNO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN

Instituto Geológico y Minero de España

LABORES DE TESTIFICACIÓN GEOFÍSICA REALIZADAS PARA EL GRUPO DE INVESTIGACIÓN ACUÍFERA EN LA LAGUNA DE ESTAÑA (HUESCA)

Realización



Fecha de registro

04-Noviembre-2009

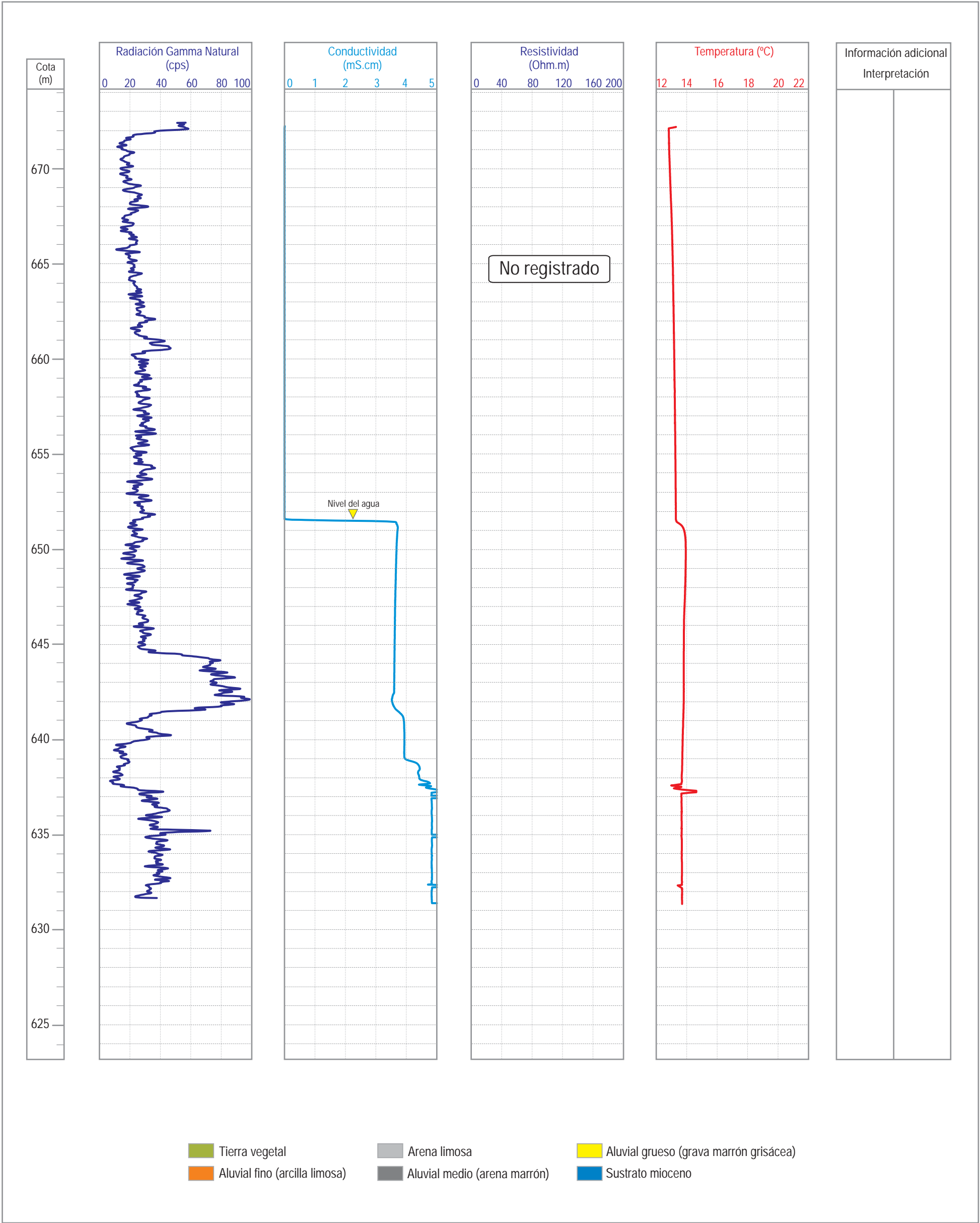
Sondeo

S1

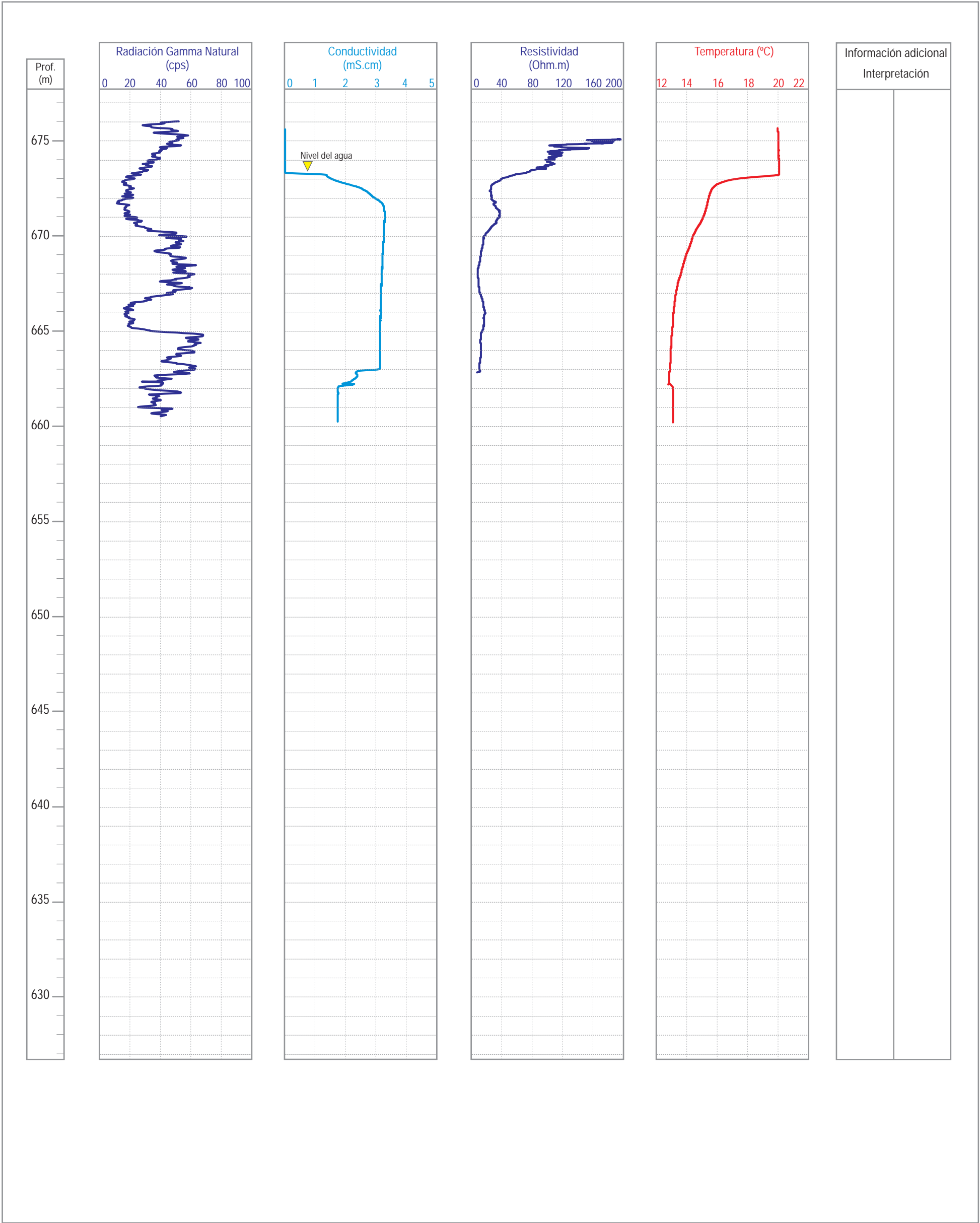
Coordenadas

X : 791382
Y : 4659230
Z : 673.67

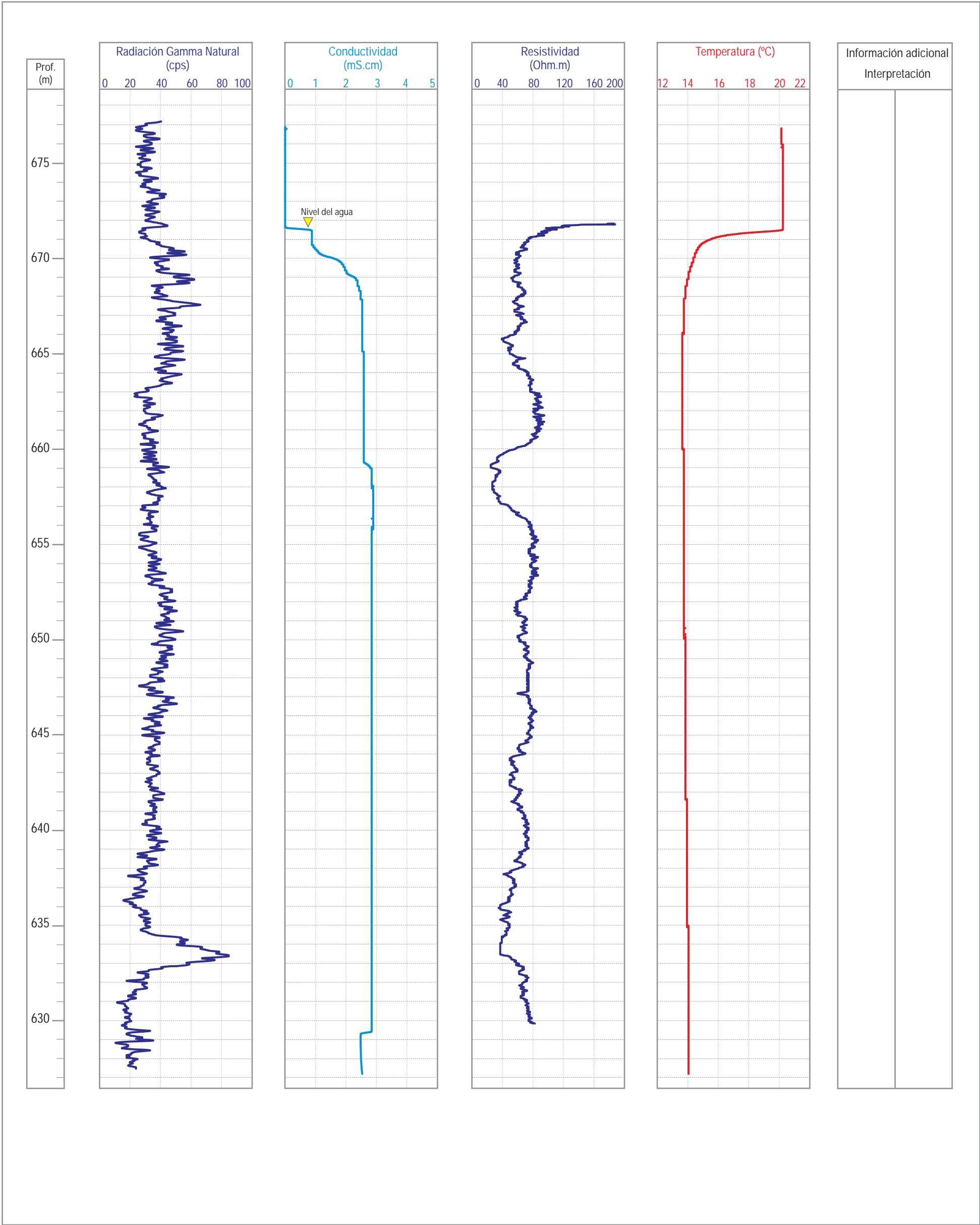
Registros	• Temperatura (°C)	• Conductividad (mS.cm)	Instrumentación	RG Micrologger II (SN 4082)	Escala
	• Radiación Gamma Natural (c.p.s.)	• Resistividad (Ohm.m)		GCT probe (SN 14979) Induction probe (SN 2052)	



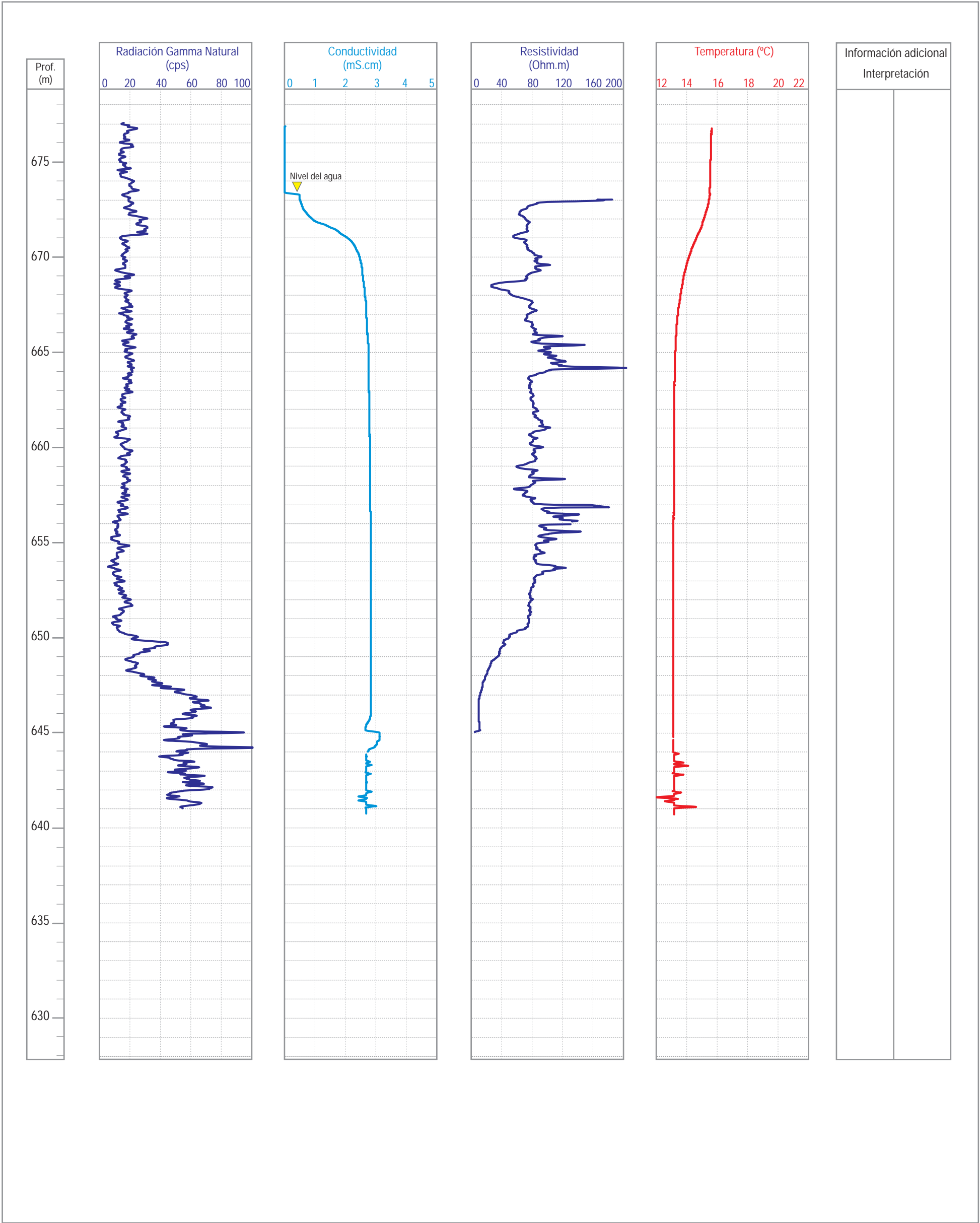
Registros	• Temperatura (°C)	• Conductividad (mS.cm)	Instrumentación	RG Micrologger II (SN 4082)	Escala 1/200
	• Radiación Gamma Natural (c.p.s.)	• Resistividad (Ohm.m)		GCT probe (SN 14979) Induction probe (SN 2052)	



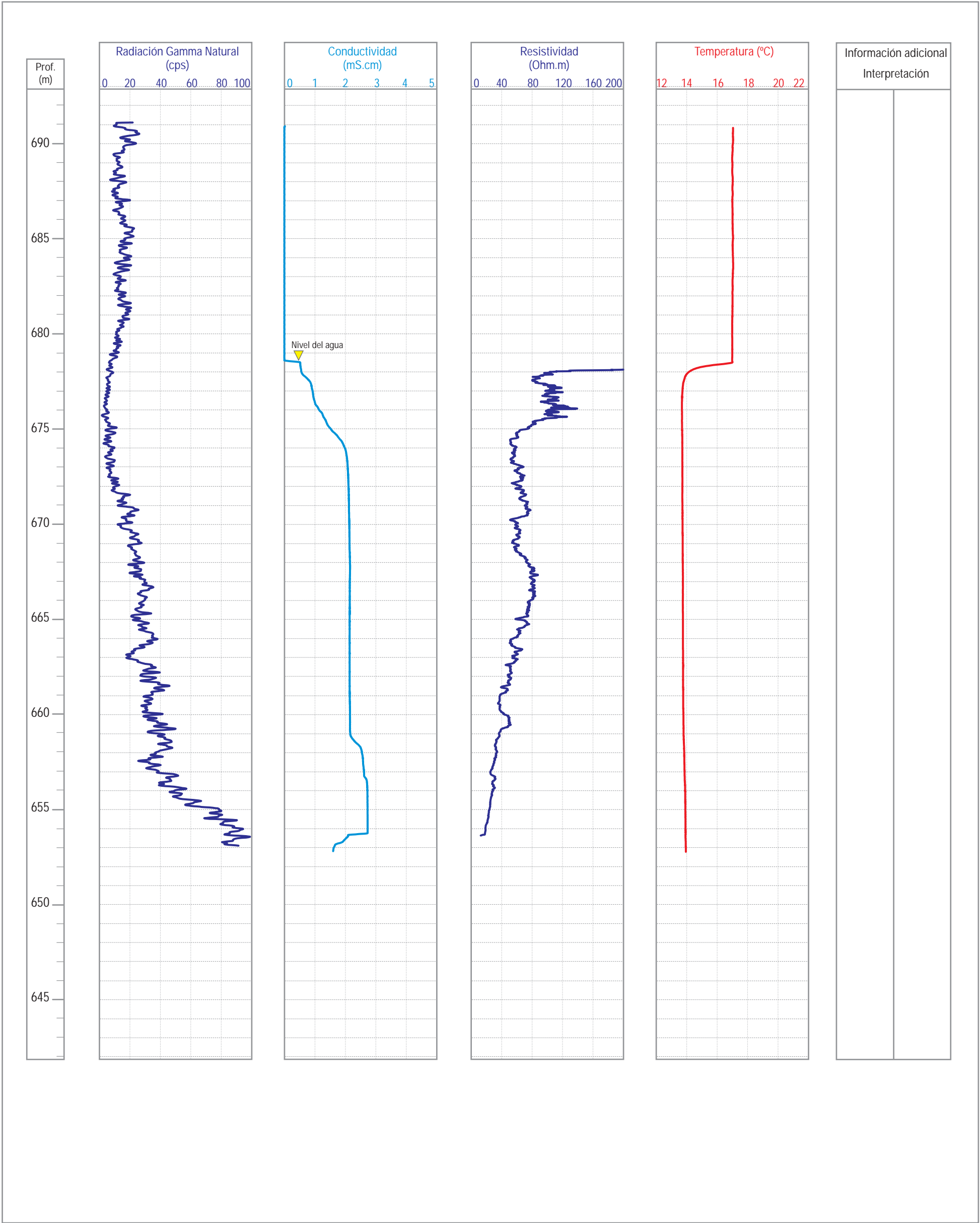
Registros	• Temperatura (°C)	• Conductividad (mS.cm)	Instrumentación	RG Micrologger II (SN 4082)	Escala 1/200
	• Radiación Gamma Natural (c.p.s.)	• Resistividad (Ohm.m)		GCT probe (SN 14979)	
				Induction probe (SN 2052)	



Registros	• Temperatura (°C)	• Conductividad (mS.cm)	Instrumentación	RG Micrologger II (SN 4082)	Escala 1/200
	• Radiación Gamma Natural (c.p.s.)	• Resistividad (Ohm.m)		GCT probe (SN 14979) Induction probe (SN 2052)	



Registros	• Temperatura (°C)	• Conductividad (mS.cm)	Instrumentación	RG Micrologger II (SN 4082)	Escala 1/200
	• Radiación Gamma Natural (c.p.s.)	• Resistividad (Ohm.m)		GCT probe (SN 14979) Induction probe (SN 2052)	



ANEJO A.4. EVALUACIÓN DE LA RECARGA Y BALANCE HÍDRICO EN LAS LAGUNAS

A.4.1. Valores anuales de precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

A.4.2. Correlación entre los parámetros precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

A.4.1. Valores anuales de precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

			Masa Forestal (1.026 km ²)								
Año	Lluvia	ETP	ETR			Escorrentía			Recarga		
	mm/año	mm/año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año
1988	732.3	776.95	260.90	35.63	0.27	239.94	32.77	0.25	231.46	31.61	0.24
1989	568.6	809.53	320.02	56.28	0.33	74.43	13.09	0.08	174.15	30.63	0.18
1990	661.8	809.12	320.12	48.37	0.33	189.76	28.67	0.19	151.93	22.96	0.16
1991	494.7	792.92	282.49	57.10	0.29	84.26	17.03	0.09	127.95	25.87	0.13
1992	817.6	773.35	369.25	45.16	0.38	154.83	18.94	0.16	293.52	35.90	0.30
1993	518.2	753.05	320.39	61.83	0.33	31.65	6.11	0.03	166.16	32.06	0.17
1994	641.8	821.56	264.04	41.14	0.27	205.26	31.98	0.21	172.50	26.88	0.18
1995	500.8	799.69	282.55	56.42	0.29	70.38	14.05	0.07	147.88	29.53	0.15
1996	966.2	782.04	361.14	37.38	0.37	260.96	27.01	0.27	344.09	35.61	0.35
1997	761.2	802.16	302.43	39.73	0.31	186.05	24.44	0.19	272.72	35.83	0.28
1998	471.5	783.36	291.33	61.79	0.30	58.93	12.50	0.06	121.24	25.71	0.12
1999	778.1	798.40	346.84	44.58	0.36	184.47	23.71	0.19	246.79	31.72	0.25
2000	665.3	806.85	267.52	40.21	0.27	149.26	22.43	0.15	248.52	37.35	0.25
2001	609	805.15	290.78	47.75	0.30	137.53	22.58	0.14	180.69	29.67	0.19
2002	673.8	807.09	369.49	54.84	0.38	137.25	20.37	0.14	167.06	24.79	0.17
2003	902.9	845.24	345.34	38.25	0.35	183.12	20.28	0.19	374.44	41.47	0.38
2004	420.8	779.59	321.68	76.45	0.33	1.89	0.45	0.00	97.23	23.11	0.10
2005	446.5	810.40	295.75	66.24	0.30	80.31	17.99	0.08	70.44	15.78	0.07
2006	451	839.44	286.86	63.61	0.29	70.41	15.61	0.07	93.73	20.78	0.10
2007	398.2	793.58	274.65	68.97	0.28	48.89	12.28	0.05	74.66	18.75	0.08
2008	754	760.25	327.25	43.40	0.34	174.41	23.13	0.18	252.34	33.47	0.26
2009	595.2	795.82	317.91	53.41	0.33	37.33	6.27	0.04	239.95	40.31	0.25
2010	650.5	840.73	348.58	53.59	0.36	120.19	18.48	0.12	181.73	27.94	0.19
Promedio	629.57	799.4	311.62	51.83	0.32	125.28	18.70	0.13	192.66	29.47	0.20
Máximo	966.2	845.24	369.49	76.45	0.38	260.96	32.77	0.27	374.44	41.47	0.38
Mínimo	398.2	753.05	260.9	35.63	0.27	1.89	0.45	0.00	70.44	15.78	0.07

			Cereal Invierno (0.522 km ²)								
Año	Lluvia	ETP	ETR			Escorrentia			Recarga		
	mm/año	mm/año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año
1988	732.3	776.95	190.90	26.07	0.10	355.48	48.54	0.19	185.92	25.39	0.10
1989	568.6	809.53	256.82	45.17	0.13	262.25	46.12	0.14	49.53	8.71	0.03
1990	661.8	809.12	226.80	34.27	0.12	372.56	56.29	0.19	62.44	9.44	0.03
1991	494.7	792.92	252.70	51.08	0.13	110.95	22.43	0.06	131.05	26.49	0.07
1992	817.6	773.35	277.28	33.91	0.14	408.41	49.95	0.21	131.92	16.13	0.07
1993	518.2	753.05	221.05	42.66	0.12	197.64	38.14	0.10	99.51	19.20	0.05
1994	641.8	821.56	218.27	34.01	0.11	280.20	43.66	0.15	143.33	22.33	0.07
1995	500.8	799.69	229.89	45.90	0.12	170.71	34.09	0.09	100.20	20.01	0.05
1996	966.2	782.04	289.00	29.91	0.15	362.30	37.50	0.19	314.90	32.59	0.16
1997	761.2	802.16	231.72	30.44	0.12	335.06	44.02	0.17	194.43	25.54	0.10
1998	471.5	783.36	232.87	49.39	0.12	172.67	36.62	0.09	65.97	13.99	0.03
1999	778.1	798.40	247.60	31.82	0.13	430.05	55.27	0.22	100.45	12.91	0.05
2000	665.3	806.85	186.91	28.09	0.10	329.93	49.59	0.17	148.46	22.31	0.08
2001	609	805.15	217.40	35.70	0.11	263.83	43.32	0.14	127.77	20.98	0.07
2002	673.8	807.09	274.48	40.74	0.14	358.12	53.15	0.19	41.20	6.11	0.02
2003	902.9	845.24	285.13	31.58	0.15	311.88	34.54	0.16	305.89	33.88	0.16
2004	420.8	779.59	257.04	61.08	0.13	86.70	20.60	0.05	77.06	18.31	0.04
2005	446.5	810.40	212.49	47.59	0.11	201.41	45.11	0.11	32.60	7.30	0.02
2006	451	839.44	263.80	58.49	0.14	130.85	29.01	0.07	56.34	12.49	0.03
2007	398.2	793.58	217.95	54.73	0.11	156.21	39.23	0.08	24.04	6.04	0.01
2008	754	760.25	236.95	31.43	0.12	359.62	47.70	0.19	157.43	20.88	0.08
2009	595.2	795.82	261.72	43.97	0.14	149.62	25.14	0.08	183.85	30.89	0.10
2010	650.5	840.73	277.53	42.66	0.14	237.95	36.58	0.12	135.02	20.76	0.07
Promedio	629.57	799.4	242.01	40.47	0.13	262.80	40.72	0.14	124.75	18.81	0.07
Máximo	966.2	845.24	289	61.08	0.15	86.70	56.29	0.22	314.90	33.88	0.16
Mínimo	398.2	753.05	186.91	26.07	0.1	430.05	20.60	0.05	24.04	6.04	0.01

			Barbecho (0.252 km ²)								
Año	Lluvia	ETP	ETR			Escorrentia			Recarga		
	mm/año	mm/año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año
1988	732.3	776.95	110.40	15.08	0.03	506.08	69.11	0.13	115.82	15.82	0.03
1989	568.6	809.53	135.30	23.80	0.03	396.71	69.77	0.10	36.59	6.44	0.01
1990	661.8	809.12	127.08	19.20	0.03	496.78	75.06	0.13	37.94	5.73	0.01
1991	494.7	792.92	139.02	28.10	0.04	274.83	55.55	0.07	80.85	16.34	0.02
1992	817.6	773.35	139.30	17.04	0.04	609.61	74.56	0.15	68.69	8.40	0.02
1993	518.2	753.05	119.80	23.12	0.03	317.49	61.27	0.08	80.91	15.61	0.02
1994	641.8	821.56	119.93	18.69	0.03	444.55	69.27	0.11	77.33	12.05	0.02
1995	500.8	799.69	134.17	26.79	0.03	282.33	56.38	0.07	84.30	16.83	0.02
1996	966.2	782.04	144.00	14.90	0.04	601.67	62.27	0.15	220.53	22.82	0.06
1997	761.2	802.16	127.20	16.71	0.03	499.27	65.59	0.13	134.73	17.70	0.03
1998	471.5	783.36	118.00	25.03	0.03	314.13	66.62	0.08	39.37	8.35	0.01
1999	778.1	798.40	122.80	15.78	0.03	594.28	76.38	0.15	61.02	7.84	0.02
2000	665.3	806.85	100.60	15.12	0.03	452.04	67.95	0.11	112.66	16.93	0.03
2001	609	805.15	119.69	19.65	0.03	397.92	65.34	0.10	91.39	15.01	0.02
2002	673.8	807.09	149.41	22.17	0.04	487.97	72.42	0.12	36.42	5.41	0.01
2003	902.9	845.24	143.62	15.91	0.04	570.89	63.23	0.14	188.39	20.87	0.05
2004	420.8	779.59	135.48	32.20	0.03	236.65	56.24	0.06	48.66	11.56	0.01
2005	446.5	810.40	111.94	25.07	0.03	321.36	71.97	0.08	13.20	2.96	0.00
2006	451	839.44	145.90	32.35	0.04	260.75	57.82	0.07	44.34	9.83	0.01
2007	398.2	793.58	118.35	29.72	0.03	263.91	66.27	0.07	15.94	4.00	0.00
2008	754	760.25	131.94	17.50	0.03	528.54	70.10	0.13	93.52	12.40	0.02
2009	595.2	795.82	138.13	23.21	0.03	346.11	58.15	0.09	110.95	18.64	0.03
2010	650.5	840.73	134.53	20.68	0.03	399.25	61.38	0.10	116.72	17.94	0.03
Promedio	629.57	799.4	128.98	21.64	0.03	417.53	65.67	0.11	83.06	12.59	0.02
Máximo	966.2	845.24	149.41	32.35	0.04	609.61	76.38	0.15	220.53	22.82	0.06
Mínimo	398.2	753.05	100.6	14.9	0.03	236.65	55.55	0.06	13.20	2.96	0.00

AÑO	LLUVIA	RECARGA MASA FORESTAL (1.026 km ²)			RECARGA CEBADA INVIERNO (0.522 km ²)			RECARGA BARBECHO (0.252 km ²)			RECARGA TOTAL (1.8 km ²)		
	mm/a	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año	mm/año	% de lluvia	hm ³ /año
1988	732.30	231.46	31.61	0.24	185.92	25.39	0.10	115.82	15.82	0.03	202.06	27.59	0.36
1989	568.60	174.15	30.63	0.18	49.53	8.71	0.03	36.59	6.44	0.01	118.75	20.88	0.21
1990	661.80	151.93	22.96	0.16	62.44	9.44	0.03	37.94	5.73	0.01	110.02	16.62	0.20
1991	494.70	127.95	25.87	0.13	131.05	26.49	0.07	80.85	16.34	0.02	122.26	24.71	0.22
1992	817.60	293.52	35.90	0.30	131.92	16.13	0.07	68.69	8.40	0.02	215.18	26.32	0.39
1993	518.20	166.16	32.06	0.17	99.51	19.20	0.05	80.91	15.61	0.02	134.89	26.03	0.24
1994	641.80	172.50	26.88	0.18	143.33	22.33	0.07	77.33	12.05	0.02	150.71	23.48	0.27
1995	500.80	147.88	29.53	0.15	100.20	20.01	0.05	84.30	16.83	0.02	125.15	24.99	0.23
1996	966.20	344.09	35.61	0.35	314.90	32.59	0.16	220.53	22.82	0.06	318.33	32.95	0.57
1997	761.20	272.72	35.83	0.28	194.43	25.54	0.10	134.73	17.70	0.03	230.70	30.31	0.42
1998	471.50	121.24	25.71	0.12	65.97	13.99	0.03	39.37	8.35	0.01	93.75	19.88	0.17
1999	778.10	246.79	31.72	0.25	100.45	12.91	0.05	61.02	7.84	0.02	178.34	22.92	0.32
2000	665.30	248.52	37.35	0.25	148.46	22.31	0.08	112.66	16.93	0.03	200.48	30.13	0.36
2001	609.00	180.69	29.67	0.19	127.77	20.98	0.07	91.39	15.01	0.02	152.84	25.10	0.28
2002	673.80	167.06	24.79	0.17	41.20	6.11	0.02	36.42	5.41	0.01	112.27	16.66	0.20
2003	902.90	374.44	41.47	0.38	305.89	33.88	0.16	188.39	20.87	0.05	328.51	36.38	0.59
2004	420.80	97.23	23.11	0.10	77.06	18.31	0.04	48.66	11.56	0.01	84.58	20.10	0.15
2005	446.50	70.44	15.78	0.07	32.60	7.30	0.02	13.20	2.96	0.00	51.45	11.52	0.09
2006	451.00	93.73	20.78	0.10	56.34	12.49	0.03	44.34	9.83	0.01	75.97	16.85	0.14
2007	398.20	74.66	18.75	0.08	24.04	6.04	0.01	15.94	4.00	0.00	51.76	13.00	0.09
2008	754.00	252.34	33.47	0.26	157.43	20.88	0.08	93.52	12.40	0.02	202.58	26.87	0.36
2009	595.20	239.95	40.31	0.25	183.85	30.89	0.10	110.95	18.64	0.03	205.63	34.55	0.37
2010	650.50	181.73	27.94	0.19	135.02	20.76	0.07	116.72	17.94	0.03	159.09	24.46	0.29
Promedio	629.57	192.66	29.47	0.20	124.75	18.81	0.07	83.06	12.59	0.02	157.62	24.01	0.28
Máximo	966.20	374.44	41.47	0.38	314.9	33.88	0.16	220.53	22.82	0.06	328.51	36.38	0.59
Mínimo	398.20	70.44	15.78	0.07	24.04	6.04	0.01	13.20	2.96	0	51.45	11.52	0.09

A.4.2. Correlación entre los parámetros precipitación, recarga, ETR y escorrentía superficial obtenidos a partir del balance de agua en el suelo en función del tipo de suelo.

